Das Moldanubikum um Vilshofen in Niederbayern

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Hohen Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Ludwig-Maximilians-Universität

zu München

Vorgelegt

von

Werner Schreyer

aus

Nürnberg

5. Juni 1957

Das Moldanubikum um Vilshofen in Niederbayern

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Hohen Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Ludwig-Maximilians-Universität

zu München

Vorgelegt

von

Werner Schreyer

aus

Nürnberg

5. Juni 1957

1. Berichterstatter: Prof. Dr. G. Fischer
2. Berichterstatter: Prof. Dr.-Ing. A. Maucher

Tag der mündlichen Prüfung: 5. Juni 1957

Gedruckt mit Unterstützung der Niederbayerischen Schotterwerke,
Rieger & Seil, Neustift bei Vilshofen.

Beihefte zum Geologischen Jahrbuch
Heft 49

Das Moldanubikum um Vilshofen in Niederbayern

Von

WERNER SCHREYER

Mit 9 Kunstdrucktafeln, 2 Falttafeln und 21 Abbildungen

Herausgegeben
von der
Bundesanstalt für Bodenforschung
und den
Geologischen Landesämtern
der
Bundesrepublik Deutschland

Redaktion: Harras Schneider

Hannover
Vertrieb durch das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung
1962

Beih. Geol. Jb.	**49**	121 S.	11 Taf.	21 Abb.	Hannover / Juni 1962

Redaktion: Dr. Harras Schneider, Oberregierungsgeologe, unter technischer Mitarbeit von F. Bautz, Regierungsamtmann, und Frau M. Fangerau, technische Angestellte, Hannover, Wiesenstraße 1, Telefon 88 46 91.

Gesamtherstellung: Dieterichsche Universitäts-Buchdruckerei W. Fr. Kaestner, Göttingen

Das Moldanubikum um Vilshofen in Niederbayern

Von

Werner Schreyer*)

Mit 9 Kunstdrucktafeln, 2 Falttafeln und 21 Abbildungen

Kurzfassung: Die Gesteine des Moldanubikums um Vilshofen gliedern sich in Altkristallin und junge Granite. Petrotektonische Daten zeigen, daß das Altkristallin, vorwiegend aus Paragesteinen bestehend, von zwei verschieden alten Metamorphosen geprägt wurde: 1. von einer älteren Metamorphose I mit vorwiegend nord-südlichen Faltenachsen, 2. von einer jüngeren Metamorphose II mit flachliegenden, im wesentlichen ost-westlichen Faltenachsen. Im Verlauf der Metamorphose II, welche die älteren Gefüge weitgehend zerstörte, kam es zu kräftiger Migmatisation, die fast den gesamten Gesteinsbestand chemisch und mineralogisch veränderte und neue Gesteinstypen (Migmatite, Migmagranite, Pegmatoide) schuf. Der Vorgang der Migmatisation ist am besten erklärbar als Entstehung einer anatektischen Schmelze aus den vorhandenen Gesteinen heraus, unter stofflichen Zufuhren (Alkalien, Kieselsäure) von außen her. Die wichtigsten stabilen Mineralien der Metamorphose II sind: Biotit, Cordierit, Sillimanit, Granat, Plagioklas, Kalifeldspat.

Die jungen Granite von varistischem Alter, welche durchweg scharfe, diskordante Kontakte gegen das Altkristallin aufweisen, sind magmatischen Ursprungs. Sie bilden im Süden das Neustifter Granitmassiv, während sie im Norden nur auf mehr oder weniger mächtigen Gängen das Altkristallin durchsetzen. Der normalgranitische Chemismus des Massivgranits wird in einigen Ganggraniten entweder zu einem etwas basischeren oder mehr aplitgranitischen Chemismus abgewandelt. Charakteristische Nebengemengteile der jungen Granite sind idiomorphe Cordierite und Andalusite. Externe Kontaktwirkungen der Granite fehlen vollkommen, doch fanden sich in kleinen Nebengesteinseinschlüssen im Massivgranit nicht selten Neubildungen von Cordierit und Andalusit. Das Gefüge der Granite läßt auf eine primär-magmatische Kristallisationsabfolge schließen, welche aber stellenweise von späteren autometamorphen Prozessen stark verändert wurde. Die Biotite und Feldspäte im Granit sind formgeregelt und bilden durch flächenhafte (s_1) und lineare (B) Elemente die Intrusionstektonik ab. In gesetzmäßiger Lage zu diesen Regelungen entstanden im Granitmassiv Quer- (Q-) und Längs- (S_2-) Klüfte. Die Orientierung der granittektonischen Elemente ist subparallel zu den tektonischen Koordinaten der Metamorphose II des Altkristallins und läßt wohl auf keinen sehr großen zeitlichen Hiatus zwischen letzterer und der Intrusion der Granite schließen. Jüngere (tertiäre) germanotype Bewegungen folgen posthum Elementen der Granittektonik.

In der Nähe von späten Bewegungszonen haben Altkristallin sowie junge Granite eine Diaphthorese in der Grünschieferfazies erlebt, die sich durch die stabile Paragenese Hellglimmer, Chlorit, Albit und Quarz auszeichnet. Albit verdrängt gelegentlich Quarz sowie häufiger die ursprünglich vorliegenden Kalifeldspäte, deren Reste bemerkenswerte Veränderungen in der Optik (niedrigere Doppelbrechung und Achsenwinkel) erfahren. Auf den Bewegungszonen selbst entstehen Ultramylonite sowie tektonogene Quarzgänge, welche in ihrem

*) Gegenwärtige Anschrift des Autors: Dr. W. Schreyer, Mineralogisches Institut der Universität, Kiel, Olshausenstr. 40—60.

Gefüge aus einer dreidimensionalen Vergitterung von aufeinander senkrecht stehenden, nach c gestreckten Quarzsäulen bestehen.

Abstract: The rocks of the Moldanubian Region near Vilshofen (Lower Bavaria) are subdivided into an old crystalline complex and young granites. Petrotectonical data indicate that the old crystalline complex consisting predominantly of rocks of sedimentary origin has undergone two periods of metamorphism: 1. an older metamorphism I with mainly north-south fold axes; 2. a younger metamorphism II with horizontal fold axes essentially in east-west direction. During the younger metamorphism, in which the older structures were destroyed to a large extent, severe migmatization took place. Hence almost all pre-existing rocks underwent chemical and mineralogical changes and new rock types (migmatites, migmagranites, pegmatoids) were formed. The process of migmatization is best understood as the formation of an anatectic melt at the expense of the pre-existing rocks and with the addition of material (alkalies, silica) from outside sources. The most important minerals stable during metamorphism II are biotite, cordierite, sillimanite, garnet, plagioclase, K-feldspar.

The young granites of Variscan (= Hercynian) age, which have always sharp discordant contacts against the old crystalline complex, are of magmatic origin. They form the massif of Neustift in the south, whereas in the north they occur only in ± thick dykes, which cross-cut rocks of the old crystalline complex. The normal granitic bulk composition of the massif is modified in some of the dykes either towards a more basic or a more aplitic composition. Accessories characteristic for the young granites are euhedral cordierites and andalusites. External contact effects of the granites are lacking completely; however, in small fragments of country rock included within the granite massif, newly formed cordierite and andalusite were found occasionally. The fabric of the granites indicates a primary magmatic succession of minerals, which, however, was strongly modified in places by later autometamorphic processes. Biotites and feldspars in the granite are oriented according to their shapes to form planar (s_1) and linear (B) structures which indicate the tectonics of intrusion. In well defined directions dependent on these structures cross- (= Q-) joints as well as longitudinal or S_2-joints developed within the granite massif. The orientation of these elements of granite tectonics is nearly parallel to the tectonic coordinates of metamorphism II in the old crystalline complex. This appears to indicate that there is not a very large hiatus in time between metamorphism II and the intrusion of the granites. Younger germanotype movements (of Tertiary age) follow directions of granite tectonics.

In the vicinity of zones of late movements both rocks of the old crystalline complex and younger granites have undergone a diaphthoresis in greenschist facies, which is typified by the stable assemblage of white mica, chlorite, albite and quartz. Occasionally albite has replaced quartz and — more often — pre-existing K-feldspars, remainders of which have undergone remarkable changes in their optical properties (lower birefringence, smaller 2 V). Within these zones of movement ultramylonites developed as well as quartz veins of tectonic origin, which in their fabric are built of a three-dimensional framework of quartz prisms (parallel c) in rectangular arrangement.

Résumé: On a divisé les roches du massif moldanubien autor de Vilshofen en deux parties: le complexe des roches cristallines plus âgées et les granites jeunes. Les dates pétrotectoniques montrent que les roches cristallines qui se constituent prépondéramment des roches de l'origine sédimentaire ont été sujetté à deux métamorphismes de l'âge différent, c. à. d. d'une métamorphisme I âgée dont les axes de plissement courent prépondéramment en direction nord-sud, et 2. d'une métamorphisme II plus jeunes aux axes de plissement qui courent planement et dont la direction est de l'est à l'ouest. Au cours du métamorphisme II qui a vastement détruit les structures les plus anciennes, une migmatisation forte a eu lieu. Il modifia chimiquement et minéralogiquement presque tous les roches y existantes en créant de nouveaux types rocheux (migmatites, migma granites

et pegmatoides). On peut expliquer le mieux le procès de la migmatisation à l'aide de la génèse d'une fondue anatectique qui s'ensuivait des roches existantes et reçevait aussi des matières (p. e. des alcalis et de silica) de l'extérieur. Les minéraux stables d'une importance considérable du métamorphisme II comportent: la biotite, le cordiérite, le sillimanite, le grenat, le plagioclase et le kalifeldspath.

Les granites jeunes de l'âge varistique (hercynien) qui montrent surtout des contacts tranchants et discordants contre les roches cristallines plus âgées sont de l'origine magmatique. Au sud ils constituent le massif granitique de Neustift tandis que au nord ils ne traversent que en forme de filons plus au moins puissants les roches cristallines. Le chimisme normal granitique du granite massif s'est transformé dans quelques filons ou au chimisme un peu plus basique ou à une composition plus aplitique. Les jeunes granites varistiques (= hercynien) ont pour accessoires caractéristiques des cordiérites idiomorphes et des andalusites. Des effets externes de contact n'existent pas mais on a trouvé pas trop rarement des cordiérites et andalusites nouvellement formés dans des incluses de la roche avoisinante au dedans du granite massif. La structure des granites indique une sucession des minéraux primairement magmatique qui, par endroits, était fortement modifiée par des procès autométamorphiques postérieurs. Suivant leur forme les biotites et les feldspaths dans le granite montrent la tendance à développer des structures planes (s_1) et linéaires (B) qui indiquent la tectonique de l'intrusion. En directions bien définies qui dépendent à ces structures des bathoclases (= Q) ainsi que des diaclases longitudinales ou S_2, se sont développés à l'intérieur du massif granitique. L'orientation de ces éléments de la tectonique granitique est presque parallèle à les coordinates tectoniques du métamorphisme II dans le complexe cristallin plus âgé. Il semble à indiquer que n'y a pas un hiatus très large du temps entre le métamorphisme II et l'intrusion des granites. Des mouvements germanotypiques plus jeunes (de l'âge tertiaire) suivent les directions de la tectonique granitique.

Aux alentours des zones d'un mouvement tard les deux roches du complexe cristallin plus âgé et des granites plus jeunes ont subi une diaphthoresis en faciès de schistes verts qui se distingue par la paragénèse stable de mica blanche, de chlorite, d'albite et de quartz. Par endroits, albite a remplacé le quartz et — plus souvent — des k-feldspaths préexistants, dont les restes ont subi des altérations remarquables en ce qui concerne leurs qualités optiques (le biréfringence plus bas, plus petit 2 V). A l'intérieur de ces zones de mouvement, des ultramylonites se sont développés ainsi que des filons de quartz de l'origine tectonique qui sont construits d'une charpente trois dimensionale de prismes de quartz (parallèle à c) en arrangement rectangulaire.

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41555403_0035

Inhalt

Vorwort 9

Einführung 11

1. Umgrenzung, Morphologie und junge Überdeckung des Gebietes 11
2. Zusammenstellung früherer Arbeiten über das Gebiet sowie über Nachbargebiete 12
3. Die Problematik des Kristallins und ihre Deutung 13

A. Der altkristalline Rahmen und seine Geschichte 15

1. Der prämigmatische Gesteinsbestand 15
   a) Die Cordierit-Sillimanit-Flasergneise 16
   b) Die geschonten Biotitgneise 19
   c) Die Marmore 22
   d) Die Kalksilikatfelse 24
   e) Die Amphibolite 26
   f) Die Hornblendegneise 26
   g) Die Granatmetaaplite 27
   h) Die Magnetitgneise 29
2. Die Migmatisation, ihr Ablauf und die Umprägung der Gesteine 29
   a) Allgemeine Fragen der Ultrametamorphose 29
   b) Die Migmatite 31
   c) Die Migmagranite 35
   d) Die Pegmatoide 39
   e) Die Plagioklas-Granoblastite 40
   f) Veränderungen durch die Migmatisation in den Cordierit-Sillimanit-gneisen 42
   g) Veränderungen durch die Migmatisation in den Marmorlinsen 42
   h) Veränderungen durch die Migmatisation in den Kalksilikatfelsen 46
   i) Veränderungen durch die Migmatisation in den Hornblendegneisen . . . 47
   k) Veränderungen durch die Migmatisation in den Granatmetaapliten . . . 47
   l) Veränderungen durch die Migmatisation in den Magnetitgneisen 49
   m) Ergebnisse 49
3. Die Tektonik des Altkristallins 51

B. Die jungen diskordanten Granite 58

1. Die Gesteine und ihre gegenseitigen Altersverhältnisse 58
   a) Der Granit des Neustifter Massivs 58
   b) Einschlüsse im Massivgranit 61
   c) Normale bis basische Ganggranite 64
   d) Saure Ganggranite 68
   e) Mineralabfolge und Gefüge der jungen Granite 70
   f) Pegmatite 73
   g) Lamprophyre 74
   h) Pneumatolytische bis hydrothermale Veränderungen von jungen Graniten 75
   i) Verwitterung der Granite 79

2. Die Intrusionstektonik der jungen Granite und deren tektonisches Gefüge 81
a) Das Neustifter Granitmassiv 81
b) Die Granitgänge 92

C. Veränderung und Neubildung von Mineralien und Gefüge des Kristallins durch jüngere tektonische Vorgänge 95

1. Geschieferte junge Granite 95
2. Mylonitisierung 96
3. Diaphthorese 97
4. Quarzgänge 103
5. Germanotype Bruchtektonik 105

D. Die Alterseinstufung des Kristallins und seiner Umprägungen 107

E. Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse 109

Angeführtes Schrifttum 112

Autorenregister 117

Orts- und Sachregister 118

Vorwort

Vorliegende Arbeit ist eine zusammenfassende Darstellung des Inhalts meiner Diplomarbeit (1955) sowie meiner Dissertation (1957). Beide fertigte ich in den Jahren 1953—1957 am Institut für Gesteinskunde der Universität München an. Es ist mir ein tiefes Bedürfnis, meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. Georg Fischer, zu danken für das rege Interesse, das er an dieser Arbeit allzeit gezeigt hat, für viele wichtige Anregungen sowie und ganz besonders für das große Verständnis für alle Schwierigkeiten, Verzögerungen und auch Wünsche, die bis zur Fertigstellung der Arbeit immer neu auftraten. Unserem leider in der Zwischenzeit verstorbenen Oberassisenten, Herrn Dr. Josef Nothhaft, verdanke ich wertvolle, selbstlose Hilfe, besonders bei der mikroskopischen Arbeit. Die Firma Niederbayerische Schotterwerke Rieger & Seil, Neustift b. Vilshofen, mit ihrem hochverehrten Direktor, Herrn Karl Beck, hat meine Arbeiten in großzügigster Weise finanziell unterstützt und damit in diesem Umfang erst möglich gemacht. Dafür gebührt allen ihren leitenden Herren mein besonderer Dank.

Auch zum Druck der Arbeit haben die Niederbayerischen Schotterwerke eine großzügige Druckbeihilfe zur Verfügung gestellt, wofür ich Herrn Direktor Karl Beck sowie Herrn Prokuristen M. Wilhelm nochmals eigens Dank sagen möchte.

Die in dieser Arbeit beschriebenen Gesteinsdünnschliffe werden in der Sammlung des Instituts für Gesteinskunde der Universität München aufbewahrt.

Einführung

1. Umgrenzung, Morphologie und junge Überdeckung des Gebietes

Das engere Arbeitsgebiet umfaßt das SW-Viertel des Gradabteilungsblattes Vilshofen 1 : 25 000, das auf 1 : 10 000 vergrößert und geologisch-petrographisch kartiert wurde. Es enthält damit den Nordrand des Neustifter Massivs und seine Rahmengesteine. Von hier aus erstreckt sich das kartierungsmäßig nicht mehr erfaßte Arbeitsgebiet nach Südwesten, das Vilstal aufwärts auf das Blatt Pleinting etwa bis zum Bahnhof Mattenham, und nach Süden, die Wolfach aufwärts auf Blatt Ortenburg bis zur Hacklmühle (vgl. Taf. 11). Gegen SE zu führten Übersichtsbegehungen bis aufs Positionsblatt Fürstenzell.

Großräumig gesehen, befindet sich unser Arbeitsgebiet am südlichen Rand des Bayerischen Waldes. Hauptentwässerungslinie ist die Donau, jedoch trennt sie hier nicht wie weiter im NW das Kristallin scharf von seinem südlichen Vorland ab, sondern hat sich in einem breiten Durchbruchstal selbst ins Kristallin eingeschnitten. Dieses taucht nach Süden zu allmählich ab unter die jungen Sedimente des Molassetroges. So zeigt unser Gebiet eine recht einheitliche Morphologie: Die aus dem Obermiozän stammende untere oder 450-m-Peneplain des südlichen Bayerischen Waldes (Fischer 1939 a, Wurm 1938) wurde im wesentlichen postpliozän durch die Donau sowie ihre Zuflüsse (Vils, Wolfach, Perlbach usw.) in ein Hügelland zerteilt, das nach Süden zu ohne scharfe Grenze ins tertiäre Hügelland des südlichen Niederbayerns übergeht. Dies bringt natürlich für die Bearbeitung des Kristallins den großen Nachteil mit sich, daß durch tertiäre Überdeckung wesentliche und für eine Deutung wichtige Kristallin-Areale verhüllt und ohne Bohrungen unerreichbar sind. Dazu kommt, daß im jüngeren Pleistozän das gesamte Gebiet vom Löß überweht wurde, der im Süden bis zu 15 m Mächtigkeit erreicht und eine geschlossene Decke über dem älteren Untergrund bildet. Nördlich der Donau ist seine Verbreitung geringer, doch bildet er auch hier, zusammen mit eluvialen Verwitterungslehmen des Kristallins, stellenweise mächtigere Rinden, die von Brunnacker (1956) auf Blatt Straßkirchen als Diluviallehme zusammengefaßt wurden. Fernerhin hat periglaziales Bodenfließen schon bei relativ geringer Hangneigung auch den sandigen Verwitterungsschutt des Kristallins in Bewegung gesetzt, so daß dieser heute in Form einer für den kartierenden Petrographen uncharakteristischen Fließerde das anstehende Kristallin verhüllt. So ist in unserem Gebiet die Kartierung eigentlich nur an den Talhängen oder in Bachanrissen auf brauchbare Aufschlüsse gestoßen, die schließlich zu einer Klärung wesentlicher Fragen geführt haben; doch werden manche Probleme, wie z. B. Ausdehnung und Intrusionsform des Granitmassivs, ohne ein dichtes Bohrnetz offenbleiben müssen. Unter der jungen Überdeckung kommen an mehreren Stellen jurassische Gesteine vor, die einer zusammenhängenden Scholle angehören, welche gegen das Kristallin verworfen ist. Die Problematik, die diese Jurascholle lokal wie regional aufwirft, wurde bereits in einer getrennten Veröffentlichung behandelt (Schreyer 1957 a).

2. Zusammenstellung früherer Arbeiten über das Gebiet sowie über Nachbargebiete

Die erste und bis zu meiner Diplomarbeit auch letzte zusammenfassende Arbeit über das Gebiet um Vilshofen ist die von E. Kraus (1916). Vorher hatten Waltl (1868) und Wineberger (1851) die geologischen Verhältnisse des Bayerischen und des Neuburger Waldes nach dem damaligen Kenntnisstand beschrieben. Einen kurzen Überblick über unser Teilgebiet gibt auch C. W. Gümbel (1868), natürlich, was das Kristallin anbelangt, noch befangen in seiner Vorstellung, daß die Gneise und ein Teil der Granite, so wie sie heute vorliegen, aus einer heißen, wässerigen Lösung sedimentiert worden seien. 1894 faßte er seine Anschauungen in dem letzten großen Werk über die Geologie von Bayern nochmals zusammen.

Das große Verdienst von E. Kraus ist es, die erste geologische Karte des Gebietes 1 : 25 000 entworfen zu haben, die besonders vom bodenkundlichen Standpunkt aus ihre Bedeutung hat. Was das Kristallin und seine Gliederung anbelangt, so war zwar in der Zwischenzeit die Metamorphoselehre von Becke durchgedrungen, doch tut die von E. Kraus gegebene Dreigliederung in Injizierte Schiefer, Granit und zwischen beiden vermittelnd die sogenannten „Schlierigen Granite" den in Wirklichkeit komplizierteren Verhältnissen Zwang an. So muß die Kraus'sche Kartierung des Kristallins nach modernen Anschauungen als veraltet bezeichnet werden.

Seitdem war im Vilshofener Bereich außer den kleineren Detailarbeiten Müllbauer's (1929 a, b; 1930) keine neuere geologische Beurteilung mehr zustande gekommen. Dafür wurden in der weiteren Umgebung wichtige Ergebnisse erzielt.

1923 setzten die bahnrechenden Arbeiten von Hans Cloos und seiner Schule ein, die im Passauer Wald das von Frentzel (1911) beschriebene „Passauer Granitmassiv" aufteilten in zwei größere und viele Hunderte von kleineren „Scheinbatholithen"; sie übertrugen damit erstmalig die „Granittektonik" auf den Bayerischen Wald und schufen eine scharfe Altersgliederung der verschiedenen granitischen und gneisartigen Gesteine. Veröffentlichungen erfolgten von H. Cloos (1923) sowie von H. Cloos und Mitarbeitern (1927). Bereits 1925 erschien, von Teilergebnissen Cloos' schon Kenntnis nehmend, die Arbeit von Stadler über die Geologie von Passau. Sie umfaßte, ähnlich wie die Arbeit von E. Kraus, eine Kartierung 1 : 25 000 und befaßte sich auch mit einem Gebiet, in dem Kristallin- und Molasseland ineinander übergehen. Die Auffassung über das Kristallin ändert sich bei Stadler dahingehend, daß er die Granite als Restlösungen der Magmendurchtränkung des Altkristallins ansieht und daß der, wie es scheint, mißlungene Versuch der Anwendung der Cloos'schen Granittektonik auf Granite des Neuburger Waldes unternommen wird (Langdobl): Typen von Graniten werden geographisch unterschieden, jedoch fehlt eine Stellungnahme zum Alter. Die „Schlierigen Granite" (E. Kraus) setzt er gleich mit den Cloos'schen Gneisgraniten und reiht sie damit als älteste Intrusion ein. 1932 setzte H. V. Graber die Cloos'schen Ergebnisse sowie eigene Beobachtungen im Passauer Wald in Beziehung zu solchen aus dem österreichischen Mühlviertel. Er kam dabei zu vielen Übereinstimmungen und Ähnlichkeiten und erkannte auch die Cloos'sche Granittektonik rückhaltlos an. Als älteste Intrusion der jüngeren Granitabfolge im Mühlviertel nannte er einen Kristallgranit I. — Für das Problem der Granittektonik sehr bedeutsam und auch von allgemeinem Interesse ist die in Deutschland nur wenig bekannte Arbeit des Salzburgers G. Horninger (1935) über den Schärdinger Granit. Dieser steht den Graniten des Passauer und Neuburger Waldes zeitlich sicher sehr nahe. Horninger hat erstmalig das Korngefüge dieses Granits vermessen, Klüftungsdiagramme entworfen und

echte Sandersche B-Achsen im Granit gefunden. Daraus ergab sich ein Bild, das räumlich durchaus zusammenpaßte mit dem der Passauer Waldgranite von Cloos. Problematisch blieb für ihn ein „Flasergranit", der nach der Beschreibung wohl gleichzusetzen ist mit dem „Schlierigen"- bzw. Gneisgranit. — Etwas Licht in diese verworrenen Verhältnisse hatte erst in neuerer Zeit A. Köhler (1950) gebracht, der den ältesten Granit, in Österreich Weinsberger Granit oder auch Kristallgranit I genannt (s. o.), als Granitisierungsprodukt im Sinne Sederholm's u. a. auffaßt, die jüngere Granitabfolge hingegen als echt magmatische Bildungen. Er sieht sich aber von einer Lösung des gesamten Granitproblems im Moldanubikum noch weit entfernt.

Vom Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie und Mineralogie, München, aus war nach dem Kriege das im Westen an Vilshofen anschließende Positionsblatt Pleinting neu kartiert worden (Zeil 1948, Heiss 1950). Dabei beschränkt sich die Kristallinbearbeitung im wesentlichen auf kurze Dünnschliffbeschreibungen ohne Deutung. Von Zeil allerdings wurde bereits der Altersunterschied „Schlieriger Granit" — Granit richtig erkannt.

Auf dem Gebiet der Geophysik wurde neuerdings vom Münchener Institut für Angewandte Geophysik ein interessanter Beitrag zur Intrusionstektonik der Granite des Passauer Waldes geliefert. Tröster (1956) konnte durch geomagnetische Messungen nachweisen, daß das von Cloos (1923) geforderte Einfallen der „Granitlagergänge" nach Norden zum Pfahl hin nicht allgemeine Gültigkeit besitzen kann, da nach Tröster der Hauzenberger Granit seine Wurzel sehr wahrscheinlich im Südteil des Massivs hat.

In allerjüngster Zeit wurden in einem großen Kartierungsprogramm des Institutes für Gesteinskunde der Universität München unter Leitung von Prof. G. Fischer weite Teile des Oberpfälzer und Bayerischen Waldes neu bzw. erstmalig aufgenommen. Diese Arbeiten sind noch im Gange. Soweit Teilergebnisse für unser Gebiet von Belang sind, werden sie zum Vergleich kurz angeführt.

3. Die Problematik des Kristallins und ihre Deutung

Wie schon im letzten Kapitel erwähnt, hatte E. Kraus (1916) den gesamten Kristallinkomplex als im wesentlichen aus zwei Grundeinheiten aufgebaut angesehen: aus den Gneisen und aus den Graniten. Beide waren miteinander verknüpft durch einen kontinuierlichen Übergang der einen Einheit in die andere; das entsprechende Übergangsgestein bezeichnete Kraus als „Schlierigen Granit". Dabei war das geologische Bild so zu verstehen gegeben worden, daß das Granitmassiv von Neustift im Süden nach Norden zu allmählich abtaucht unter die Gneise, daß aber vom Granit nach oben dringende Teilmagmen den Gneis auf mannigfachste Weise durchweben und ihn so in den „Schlierigen Granit" umwandeln. Noch weiter im Norden würde der Einfluß des Granits entsprechend seiner größeren Eintauchtiefe zunehmend geringer und der Gneis zusehends normaler.

Das Ergebnis meiner Kartierung sowie aller Begehungen außerhalb des eigentlichen Arbeitsgebietes war jedoch ein wesentlich anderes. Ich möchte es gleich an den Anfang stellen, um meine Gliederung des Stoffes zu rechtfertigen: Die Durchtränkung der Gneise durch granitische Lösungen erfolgt vollkommen unabhängig vom Granitmassiv im Süden. Dieses ist deutlich jünger als jene Durchtränkung. Es gehört einer zeit-

lich wohl den Cloos'schen Graniten des Passauer Waldes nahekommenden Folge von Graniten an, die das hochmetamorphe und teilweise granitisierte Altkristallin in allen Fällen scharf und diskordant durchschneiden. Die geologische Grenze Altkristallin–Jüngere Granite ist die schärfste von allen Grenzen der Geologischen Karte!

Wir gliedern also die folgende Beschreibung des Kristallins in drei Hauptteile:

1. Der altkristalline Rahmen und seine Geschichte vor der Intrusion der jungen Granite (s. Kap. A).
2. Die jungen Granite, ihre Intrusions- und Erstarrungsgeschichte (s. Kap. B).
3. Jüngere Kristallisationsabläufe, welche die nunmehr zu einer Einheit verschweißten Granite und Rahmengesteine gemeinsam erlebt haben (s. Kap. C).

Ein vierter Hauptteil soll sich schließlich mit der Frage der absoluten Alterseinstufung des Kristallins und seiner Umprägungen befassen (s. Kap. D).

A. Der altkristalline Rahmen und seine Geschichte

Unter den Gesteinen des Altkristallins herrscht eine derartige Mannigfaltigkeit, daß die geologische Kartierung (eine vereinfachte geologische Karte ist auf Tafel 10 wiedergegeben) nur ein zusammenfassendes Integral darüberwerfen und die wesentlichsten, in größeren Komplexen auftretenden Gesteinstypen unterscheiden kann. Diese Mannigfaltigkeit ist in unserem Bereich hauptsächlich auf zwei Ursachen zurückzuführen:

1. Es lag prämetamorph verschiedenes Ausgangsmaterial vor (Orthogesteine sowie Paragesteine, die beide in sich vielgestaltig sein können).
2. Die Gesteine zeigen verschiedene Stadien einer Metamorphose, welche zur teilweisen bis vollständigen Aufschmelzung und Mobilisation (Migmatisation) des Stoffbestandes führte.

Anhand von tektonischen Daten wurde ermittelt, daß das Kristallin von Vilshofen nicht etwa einer einmaligen Metamorphose unterworfen worden ist, sondern einen polymetamorphen Gesteinskomplex darstellt, welcher die Spuren von mindestens zwei altersverschiedenen Metamorphosen in sich verzeichnet trägt (vgl. Kapitel A, 3). Die eben erwähnte Migmatisation stellt den Höhepunkt der jüngeren Metamorphose (II) dar. Da sie in unserem Gebiet regionale Bedeutung besaß, hat sie Gesteine älterer Prägung bis auf wenige Relikte zerstört. Die natürlichste Gliederung für die Beschreibung der Gesteine des Altkristallins wird daher das Fehlen bzw. das Vorhandensein der Migmatisation als Kriterium verwenden und so unterscheiden zwischen prämigmatischem Gesteinsbestand und den Abkömmlingen der Migmatisation selbst. Diese strebt eine gewisse Homogenisierung des gesamten Gesteinsbestandes in Richtung auf einen granitähnlichen Chemimus hin an. Doch blieben im Aufschlußbereich oft Ungleichgewichte erhalten, d. h. auf diesem Wege stehengebliebene und als solche „eingefrorene" Zustände, die eine Trennung in migmatischen und prämigmatischen Bestand und damit eine zeitliche Unterteilung ermöglichen. Naturgemäß wird im Falle sehr kräftiger Migmatisation eine solche Unterscheidung besonders schwierig sein.

1. Der prämigmatische Gesteinsbestand

Unter diesem Überbegriff sind Gesteine zusammenzufassen, deren Typus zum einen durch das Ausgangsmaterial bedingt ist, zum anderen durch katazonalen Metamorphosezustand, ohne Anzeichen einer Ultrametamorphose. Eine Möglichkeit der weiteren Untergliederung dieser Gesteine läge nun in einer Zuordnung zur Metamorphose I oder zu einem früheren Stadium der Metamorphose II, denn es ist kaum anzunehmen, daß letztere von vornherein mit Migmatisation verbunden war. Als Kriterien für eine solche Zuordnung kämen in erster Linie tektonische Daten in Frage, welche natürlich

nur aus dem Anstehenden gewonnen werden können. Jedoch ist selbst ein solches Kriterium nicht eindeutig, da es zu Paramorphosierungen älterer durch jüngere Mineralien kommen kann (z. B. Biotit durch Cordierit, Cordierit durch Feldspäte), so daß ein tektonisches Datum der Metamorphose I nur die Gefügeprägung des Gesteins während dieser Periode beweist, nicht aber die gleichzeitige Bildung der heute vorliegenden Mineralparagenese! Wenn ich daher im folgenden die prämigmatischen Gesteine rein nach ihrem Mineralbestand gliedere, so tue ich das ohne Rücksicht darauf, ob derselbe einem frühen Stadium der Metamorphose II zukommt oder bereits nach der Metamorphose I vorhanden war. Blatt Vilshofen kann zur Klärung dieses Problems jedenfalls keinen entscheidenden Beitrag liefern; ein solcher müßte aus einem Gebiet kommen, in dem die Migmatisation die Spuren älterer Gefüge- und Mineralbildungen nicht so weitgehend zerstört hat wie hier. An besonders günstig erscheinenden Gesteinen soll jedoch die Frage der zeitlichen Einstufung ihrer Mineralparagenese wenigstens diskutiert werden.

a) Die Cordierit-Sillimanit-Flasergneise

Nur an vereinzelten Stellen des Arbeitsgebietes fanden sich, den Migmatiten eingelagert, kleine Schmitzen und Linsen eigenartiger flaseriger und feinschiefriger Gneise, welche u. d. M. ein charakteristisches Gefüge aus Biotit, Pinit, Plagioklas und meist Kalifeldspat zeigten; hier und da trat auch Granat auf. Der Pinit beweist ehemals vorhandenen Cordierit und wahrscheinlich auch im letzteren eingeschlossenen Sillimanit.

Gesteine dieser Art sind im Moldanubikum besonders des Oberpfälzer Waldes weit verbreitet. Sie wurden erstmalig von G. Fischer (1939 b) aus dem Raum Cham—Miltach beschrieben und von Forster (1955) und Voll (1955/1960) im mittleren Oberpfälzer Wald in größeren Komplexen gefunden. In eigenen Arbeiten und Begehungen begegnete mir das Gestein auch noch im nördlichsten Moldanubikum der Oberpfalz (E-Teil des Bl. Tirschenreuth, Bl. Treppenstein) südlich der saxothuringischen Glimmerschieferserie von Waldsassen—Neualbenreuth (v. Gaertner 1951); ferner im Vorderen Bayerischen Wald im Gneisgebiet um Deggendorf und Lalling sowie auch in dem abweichend streichenden Falkensteiner Gneiszug. Zeil (1948) beschreibt Cordierit- und Sillimanit-führende Gesteine von Blatt Pleinting. Schließlich sind Cordierit-Sillimanitgneise auch in der Umgebung von Bodenmais im Hinteren Bayerischen Wald weit verbreitet (Schröcke 1955). Die Oberpfälzer Gesteine sind von all diesen Vorkommen am wenigsten verändert: Sie bilden dunkelgraue, sehr dichte, splittrige Gesteine, oft von scheinbar kalksilikatischem Habitus. Ihr Mineralbestand Biotit, Sillimanit, Cordierit, (Granat), Plagioklas, Quarz und Kalifeldspat stimmt vollkommen mit dem der Vilshofener Gesteine überein. Von Voll (1955/1960) wurde ihre Kristallisationsgeschichte eingehend dargestellt. Fischer (1939 b) hat es für unwahrscheinlich gehalten, daß der Al-Überschuß der Gesteine (Cordierit, Sillimanit) auf eine ehemals sedimentäre Anreicherung (Laterit, Bauxit) zurückzuführen ist. Der Chemismus der Gesteine zeichnet sich nämlich auch durch hohe Mg-Werte aus, was in den ursprünglichen Sedimenten wohl kaum der Fall gewesen sein dürfte. Fischer nahm daher eine Abwanderung von Kieselsäure und Alkalien an und deutete so den Gneis als Mg- und Al-reichen Restbestand eines ehemals tonigen Sediments. Auf Blastomylonitzonen, die mit ihrem NW-Streichen senkrecht zum Streichen des Gneisbaues

liegen und diesen in Gleitbretter zerteilen, wird der Cordierit-Sillimanitgneis im Gebiet östlich Cham nach der Arbeit Fischer's während einer jüngeren Orogenese verschliffen, unter teilweiser bis völliger Zerstörung des alten Gefüges.

Diese Tatsache ist nun besonders wichtig für das Auftreten der Cordierit-Sillimanitgneise im Vorderen Bayerischen Wald; denn hier handelt es sich durchweg um Einschlüsse bzw. reliktisch linsige Körper verschiedenen Ausmaßes in andersartigen Gesteinen jüngerer Prägung, seien es Perlgneise oder wie hier migmatisch durchtränkte Gneise. Eine Ummineralisation (Diaphthorese, vgl. Kap. C) hat die Cordierit-Sillimanitgneise in unserem Gebiet zwar weitgehend verändert, doch kann durch Vergleich mit frischem Material der Oberpfalz das prädiaphthoritische Gefüge wie folgt skizziert werden: Flächenhaft geregelte Biotitscheiter bedingen ausgezeichnete „s"-Flächen, denen auch die Längserstreckung der jüngeren xenoblastischen Cordierite folgt. Diese sind aber bereits weitgehend von Plagioklas pseudomorph ersetzt worden, dessen ehemaliger Chemismus infolge der jungen Albitisierung nicht mehr feststellbar ist. Quarz tritt anscheinend in mehreren Generationen auf, denn er erscheint einerseits in Form rundlicher Einschlüsse im Plagioklas, andererseits umhüllt er ihn. Eindeutig jüngster Gemengteil ist jedenfalls stark undulöser, schwach perthitischer Mikroklin, der seinerseits den Plagioklas verdrängt und Quarze beider Generationen in sich aufnimmt. Durch diese Ersetzung des Plagioklases ist Mikroklin also indirekt pseudomorph nach den in „s" gestreckten Cordieriten. Diese Tatsache ist ein typisches Kennzeichen für das Gefüge der Cordierit-Sillimanitgneise, was für spätere Deutungen noch von Wichtigkeit sein wird. Nun ist das Auftreten von Kalifeldspat im Altkristallin um Vilshofen, wie wir noch zeigen werden, geradezu ein Indikator für fortgeschrittene Migmatisation des Gesteins. Nachdem aber viele der Oberpälzer Cordierit-Sillimanitgneise, welche nach regionalen Erkenntnissen während einer älteren Metamorphose entstanden sind (Schreyer 1957 b), dieses Mineral ebenfalls als jüngsten paramorphen Gemengteil aufweisen, müßte es in unserem Falle für möglich gehalten werden, daß der Kalifeldspat schon prämigmatisch vorhanden war.

Manche Cordierit-Sillimanitgneise des Untersuchungsgebietes enthalten Granat, der in eindeutiger Weise von Cordierit umschlossen und aufgezehrt wird (Taf. 1, Fig. 1). Der Granat gehört also einer noch älteren Mineralisation an, möglicherweise stellt er sogar noch ein Relikt eines Glimmerschieferstadiums dar, welches das Gestein im Laufe seiner Metamorphose sicher durchlaufen hat. Das Dünnschliffbild (Taf. 1, Fig. 1) zeigt das von Biotiten und gestreckten Cordieriten angedeutete „s"-Flächengefüge.

Auch grünen Spinell als charakteristischen Gemengteil der moldanubischen Cordierit-Sillimanitgneise konnte Verf. nachweisen. Obwohl der Spinell im Cordierit eingeschlossen ist, mag er in Anlehnung an die Untersuchungen H. Bader's (1957) jünger sein als der Cordierit. Er könnte damit sozusagen das Endstadium der SiO_2-Abfuhr und Mg--Al-Anreicherung darstellen.

Neben Relikten älterer Zustände finden sich in den Cordierit-Sillimanitgneis-Linsen um Vilshofen sehr häufig auch jüngere Gefügeelemente, die wahrscheinlich schon der Migmatisation zuzurechnen sind. Als solche möchte ich insbesondere die Plagioklase und Kalifeldspäte ansehen, welche nicht mehr pseudomorph nach den „s"-parallelen Cordieriten sind, sondern mehr und mehr ihre Eigengestaltigkeit durchsetzen. Nicht selten sind solche Feldspäte zusammen mit Quarz zu bis zentimeterbreiten „s"-parallelen Lagen vereint. Man kann dann in diesem Fall nur mehr von einem Migmatit sprechen, dessen Altbestand ein Cordierit-Sillimanitgneis ist. Diese Auffassung steht im Widerspruch zu den Ergebnissen

W. Wimmenauer's (1950) an Cordierit- und Sillimanit-führenden Migmatiten des Schwarzwaldes. Beide Mineralien sind nach diesem Autor entstanden in den Restbeständen der teilweise mobilisierten Gesteine durch Alkaliabwanderung in das benachbarte Neosom. Wimmenauer verlegt also die Cordierit-Sillimanit-Entstehung direkt in die Zeit der Migmatisation oder Anatexis. Zu ähnlichen Ergebnissen kommt Schröcke (1955) im Gebiet um Bodenmais im Hinteren Bayerischen Wald. Für unsere Cordierit-Sillimanitgneise möchte ich das nicht annehmen, denn sie bilden in allen Fällen, auch wenn sie selbst als Gestein das Paläosom eines Migmatits darstellen, Relikte eines früheren Zustandes, sind also prämigmatische Bildungen! Dafür sprechen auch die schon erwähnten, in größeren Komplexen auftretenden Cordierit-Sillimanitgneise der nördlichen Oberpfalz, welche in vielen Fällen ebenso wie ihre Nebengesteine keinerlei Spuren einer Migmatisation aufweisen (z. B. Blatt Tirschenreuth/Ost, ferner Forster 1957).

Durch Voll (1955/1960) wurde bekannt, daß Cordierit-Sillimanitgneise seines Arbeitsgebietes stellenweise in metasomatische Granite übergehen, durch zunehmende Paramorphosierung der Cordierite durch Feldspäte; damit ist auch dort eine Realkalisierung jünger als die Cordierit-Sillimanitbildung. Diese Realkalisierung wird von Voll als das jüngste Stadium der gleichen Regionalmetamorphose angesehen, welche auch schon die Cordieritbildung hervorgerufen hatte. Infolge der schon rein kartierungsmäßig noch klaffenden Lücke zwischen dem Vollschen Arbeitsgebiet und dem um Vilshofen ist die zeitliche Beziehung zwischen dieser Realkalisierung und unserer Migmatisation noch nicht völlig klar abzusehen. Doch schaut es besonders bei Einbeziehung der tektonischen Daten (B-Achsen usw.) so aus, als ob die Vollsche Regionalmetamorphose unserer Metamorphose I entspräche, während sich unsere Metamorphose II samt Migmatisation im Moldanubikum der Oberpfalz nicht bemerkbar gemacht hätte. Als wichtige Brücke zwischen den beiden Arbeitsgebieten dient dabei das von G. Fischer (1939 b) beschriebene Gebiet um Cham—Miltach. Für den Raum Vilshofen würde hieraus der Schluß folgen, daß eine Bildung von Cordierit-Sillimanitgneisen mit anschließender Realkalisierung bereits in die Metamorphose I fiele. Doch ist es durchaus möglich, daß auch vor der Migmatisation der Metamorphose II ein neuerliches Cordierit-Sillimanitstadium durchlaufen wurde, vielleicht nur in dem Sinne, daß die Cordierit-Sillimanitgneise der Metamorphose I unter Erhaltung des Mineralbestandes nach dem neuen Beanspruchungsplan umgeschliffen wurden. Bei der kräftigen Migmatisation, welche ältere Zustände weitgehendst zerstört hat, sind diese Fragen im Vilshofener Bereich praktisch nicht zu beantworten.

Infolge der jungen Diaphthorese sind in den Cordierit-Sillimanitgneisen Vilshofens keine Sillimanite mehr nachweisbar. Daß solche jedoch vorhanden waren und zugleich, daß die Fazies der Cordierit-Sillimanitgneise im Arbeitsgebiet einst viel weitere Verbreitung hatte als heute, beweisen uns einige Funde von Sillimanit-Interngefügen in Plagioklasen der geschonten Gneise und sogar der jüngeren Migmatite (Taf. 1, Fig. 2), worauf wir im nächsten Abschnitt noch zurückkommen werden.

Natürlich soll nicht behauptet werden, daß sämtliche altkristallinen Gesteine unseres Gebietes einmal als Cordierit-Sillimanitgneise vorgelegen haben. Es könnte durchaus möglich sein, daß solche Gesteine nur aus primär Al-reicheren Gesteinen (die deshalb keine Bauxite zu sein brauchen) entstanden sind oder aber auf Zonen besonders kräftiger Alkaliabfuhr beschränkt waren; doch erlauben die wenigen Vorkommen dieser Gesteine in unserem Gebiet auch darüber keine Aussage.

b) Die geschonten Biotitgneise

Wie schon angeführt, werden die Cordierit-Sillimanitgneise von Fischer (1939 b) auf ehemalige tonige Ablagerungen bezogen. Dazu ist eine Alkaliabwanderung nötig. Viel zwangloser erscheint eine Abstammung von Ton- und ähnlichen Gesteinen für die Gesteinsgruppe der geschonten Plagioklas-Biotitgneise. Sie treten im Arbeitsgebiet an vielen Stellen auf, jedoch ähnlich wie die Cordierit-Sillimanitgneise immer nur als kleine reliktische Linsen in den Migmatiten. Meist verbietet ihre Kleinheit eine Darstellung auf der Karte. Der häufigste Typus ist ein grauer feinkörniger Gneis mit deutlichen „s"-Flächen und meist straffer B-achsialer Regelung der Biotite. Der weitere Mineralbestand ist Plagioklas (25 % An), Quarz sowie akzessorisch Granat, Apatit und Zirkon.

Die größten Korndurchmesser von Plagioklasen und Quarzen betragen rund 0,17 mm. Lediglich die parallel zu B gestreckten Biotite erreichen mit ihrer Längsachse etwa 0,5 mm. Das Gefügebild des Gesteins ist in Tafel 1, Figur 3 und 4, wiedergegeben. Älteste Bildungen sind die Akzessorien Zirkon und Apatit, die primär in den Biotiten eingeschlossen liegen. Jünger als die Biotite, als Porphyroblasten in ihnen aufsprossend und Teile derselben einschließend, sind die Granate, die ich auch hier als Relikte eines Glimmerschieferstadiums deuten möchte. Sie werden von den wiederum jüngeren Plagioklasen aus ihrem Verband mit den Biotiten herausgeschält und zusammen mit diesen ± stark verdrängt. Eigenartige kreisrunde Plagioklase in Biotiten sind also häufig als Pseudomorphosen nach Granat zu deuten. Andererseits muß natürlich der Granat keinesfalls immer von einem Einkristall von Plagioklas ersetzt worden sein, sondern es kann das normale Quarz-Plagioklasgefüge an seine Stelle treten, wie das auch für die Figur 3 und 4 der Tafel 1 angenommen werden muß. Jüngster Gemengteil ist Quarz, von Korngrenzen ausgehend in rundlichen Körnern rekristallisiert, doch können Reste älterer Quarz-Generationen auch als Einschlüsse in den anderen Mineralien vorkommen. Die Dichte des Gesteins beträgt 2,72. Die Integrationsanalyse ergibt folgende quantitative Mineralzusammensetzung (gemittelte Vol.-%):

Plagioklas	45,1
Quarz	37,1
Biotit	17,3
Apatit	0,2
Granat	0,25
Zirkon	0,05
Sa.:	100,00

Das entspricht sehr weitgehend der Zusammensetzung, die Mehnert (1953 a) für die nichtmigmatischen Paragneise des Schwarzwaldes (Renchgneise) angibt. Dort sind noch sedimentäre Palimpsestgefüge nachweisbar, die eine monometamorphe Umwandlung aus Grauwacken wahrscheinlich machen. Wenngleich in unserem Gebiet solche Hinweise fehlen, läge es nahe, diesen Gesteinstyp auf ähnliches Ausgangsmaterial zurückzuführen. Er hätte also in unserem Bereich beide Metamorphosen überstanden, unter erstaunlicher Erhaltung des Chemismus. Das würde natürlich nicht ausschließen, daß nicht auch noch während der Migmatisation Gefügepartner teilweise bis vollständig rekristallisiert sein könnten. Wir werden auf diesen Punkt im Kapitel über die Tektonik des Altkristallins noch zurückkommen.

Im Chemismus diesem Typ am nächsten kommen die Vilsgneise südwestlich Vilshofen. Sie unterscheiden sich aber schon makroskopisch durch sehr viel gröberes

Korn und deutlichen Zeilenbau, weshalb ich ihre Beschreibung bis zu der der Migmatite aufsparen möchte. Es ist wahrscheinlich, daß die meisten Migmatite auf ursprünglich homogene Biotitgneise zurückgehen, doch sind kaum mehr Spuren dieses Zustandes erhalten.

Eine granatreichere Abart der feinkörnigen Gneise wurde während des Hochwassers im Sommer 1954 am Vilskraftwerk freigeschwemmt. Es sind darin Granate von rund 1 cm ⌀ enthalten, jedoch ebenfalls nicht als zusammenhängende Kristalle, sondern, wie der Schliff zeigt, tausendfach durchlöchert und vom Rande her in Fetzen aufgelöst von den jüngeren Mineralien Plagioklas und Quarz. Analogien zu ebenfalls „durchlöcherten" Granaten aus Glimmerschiefern, die aber jüngere Porphyroblasten mit eingeschlossenem Grundgewebe darstellen, sind nicht vorhanden. Ansonsten ähnelt das Gesteinsgefüge weitgehend dem der feinkörnigen Paragneise.

Dem eben beschriebenen Typ makroskopisch recht ähnlich sind die Granatgneise aus dem Tal südwestlich Hausbach, wo sie in einem kleinen Steinbruch genau westlich der Einöde Kalkberg einst abgebaut wurden. Auch hier durchspicken Tausende von roten, rundlichen Granaten mit rund 0,5 cm ⌀ den sehr feinschiefrigen Biotigneis, der ganz leicht von jüngeren aploiden Schlieren durchwoben wird. Seine Besonderheit gegenüber allen anderen Granatgneisen liegt in dem hohen Gehalt an Kalifeldspat. Die Integrationsanalyse ergibt (gem. Vol.-%):

Kalifeldspat	40,5
Plagioklas	24,5
Quarz	11,3
Biotit	19,0
Granat	4,3
Zirkon	0,1
Sa.:	99,7

Im Vergleich zum feinkörnigen Gneis tritt Kalifeldspat mengenmäßig also hier an die Stelle von Plagioklas und Quarz, während der Biotitgehalt etwa gleich ist. Kalifeldspat ist, wie der Schliff zeigt, der jüngste Gemengteil, welcher Plagioklas und Quarz verdrängt oder in sich einschließt. Die noch älteren Mineralien Biotit und Granat sind stellenweise symplektitisch miteinander verwachsen. Bereits Plagioklas und Quarz, besonders aber die Kalifeldspäte, lösen dieses Symplektitgefüge wieder auf, indem sie der Intergranularen zwischen Biotit und Granat nachtasten und den Biotit aus seinem Verband herausschälen (Taf. 2, Fig. 1). Wie schon im Abschnitt über die Cordierit-Sillimanitgneise erwähnt, kann Kalifeldspat im Vilshofener Bereich zwar als ein Indikator für Migmatisation angesehen werden, doch wurde gerade der Kalifeldspat der Cordierit-Sillimanitgneise einer älteren Alkalisierung zugeordnet. Auch der eben beschriebene Granatgneis bietet Hinweise dafür, daß sein Kalifeldspat nicht der Migmatisation während der Metamorphose II angehört:

1. Das makroskopische Gesteinsgefüge macht einen durchaus geschonten, nichtmigmatischen Eindruck. Es ist weder eine Lagentrennung noch eine Auflösung des Gefüges eingetreten, ferner liegt eine B-achsiale Striemung in der für die ältere Metamorphose typischen Richtung.
2. Die Kalifeldspäte ähneln optisch keineswegs den später zu behandelnden Migma-Kalifeldspäten: Es sind glasklare, fast völlig perthitfreie, parallel „s" gestreckte, xenomorphe Kristalle, die man fast im ersten Moment für Quarz halten möchte, wenn sie nicht ihre niedere Lichtbrechung im Verhältnis

zu den häufig eingeschlossenen Quarzen und Plagioklasen verriete. Wenngleich sie keine Gitterung zeigen, sind sie auf Grund ihrer Undulosität als Mikrokline kenntlich. Sie ähneln damit weitgehend den Kalifeldspäten, wie sie bei den Cordierit-Sillimanitgneisen beschrieben wurden und die paramorph nach Cordierit sind.

3. Auch das mikroskopische Gefügebild des gesamten Gesteins entspricht durchaus nicht dem eines hochmigmatischen Gneises, sondern ähnelt vielmehr dem von Cordierit-Sillimanitgneisen, zumal größere Plagioklase deutliche Sillimanit-Interngefüge besitzen.

Ich neige daher zu dem Schluß, daß das beschriebene Gestein einen besonders stark alkalisierten Cordierit-Sillimanitgneis darstellt, also eigentlich eine Paramorphose eines Biotit-Kalifeldspatgneises nach einem Cordierit-Sillimanitgneis ist. Die Alkalisierung selbst, die im wesentlichen statisch, also ohne alpinotype Durchbewegung verlief, könnte nach den im letzten Abschnitt geäußerten Vermutungen bereits in eine Endphase der Metamorphose I fallen. Sie überholt jedenfalls das Cordierit-Sillimanitstadium unter völliger Ersetzung der Cordierite durch Feldspäte und teilweiser Übernahme von Sillimaniten aus den Cordieriten in Feldspäte. Ein der Entalkalisierung und Entkieselung entgegengesetzter Stoffaustausch ist für diesen Vorgang nötig.

Es scheint nicht unmöglich, daß während der metamorphen Entwicklung an einem bestimmten Ort zwei in ihrem Ablauf so völlig konträre Vorgänge zeitlich aufeinanderfolgen: So kann der im Punkte I eines Orogens durch Entalkalisierung in der Tiefe geschaffene Cordierit-Sillimanitgneis beim späteren allmählichen Aufsteigen des gesamten Orogens (bzw. Absinken der Geoisothermen) am gleichen Punkt I wieder alkalisiert werden durch Lösungen, die von einem tiefer gelegenen Punkt II stammen, an dem jetzt gerade eine Entalkalisierung statt hat. Letztere würde also höhere Temperaturen voraussetzen als die Alkalisierung.

Fassen wir zusammen, so ergibt sich, daß der Granat-Biotit-Kalifeldspatgneis analog den übrigen bisher beschriebenen Gesteinen als Relikt eines älteren Zustandes in bezug auf die Migmatisation aufzufassen ist. Da er jedoch paramorph nach einem noch älteren Gestein ist, kann eine genaue zeitliche Einordnung seiner Mineralisation nicht gegeben werden. Ja, es müßte sogar, um ganz konsequent zu sein, die Möglichkeit einer Paramorphosierung während der Migmatisation selbst ins Auge gefaßt werden, welche somit nur stoffliche und keinerlei gefügemäßige Beziehungen zu letzterer aufwiese. Doch kann eine Entscheidung hierüber nach den jetzigen Erkenntnissen nicht getroffen werden.

Wie schon im letzten Abschnitt betont, finden sich Sillimanit-Interngefüge in Plagioklasen häufiger im Vilshofener Kristallin. Das Schliffbild (Taf. 1, Fig. 2) wurde z. B. an einem feinkörnigen Biotit-Plagioklasgneis angefertigt, welcher der Migmatisation entgangen ist. Das Sillimanitgefüge stammt nach den eben erarbeiteten Ergebnissen aus dem Cordierit-Sillimanitstadium, sein Plagioklasgehalt von einer jüngeren Alkalisierung, die hier im Gegensatz zum vorigen Gestein keinen Kalifeldspat entstehen ließ. Obwohl also das Gestein mindestens teilweise ein Cordierit-Sillimanitstadium mit Aluminium-Übermacht durchlaufen hat, besitzt es heute insgesamt sozusagen „wieder" den Pauschalchemismus eines Grauwackengesteins (Mehnert 1953 a). Das soll nur auf die Schwierigkeit und Gefährlichkeit hinweisen, die hoch- und polymetamorphen Gesteine des Grundgebirges rein nach dem Chemismus auf bestimmtes sedimentäres oder auch eruptives Ausgangsmaterial zurückzuführen.

An einigen Stellen des Arbeitsgebietes wurden — leider in stark verwittertem Zustand — Biotitgneise aufgefunden, deren tektonische Daten (steile B-Achsen) dafür sprachen, daß sie ebenfalls der älteren Metamorphose I zuzuordnen sind. Dennoch war eine deutliche Trennung in helle und dunkle Lagen zu beobachten, wie sie für Migmatite (vgl. Kap. A. 2. b) typisch ist. Es ist aus diesem Grunde wahrscheinlich, daß auch bereits während der Metamorphose I in kleinerem Umfange Migmatisationsvorgänge stattgehabt haben, die am ehesten mit der vermuteten älteren Alkalisierung im Zusammenhang stehen dürften.

c) Die Marmore

Bei besonders extremen Chemismen ist es natürlich leichter, auf das Ausgangsmaterial eines Metamorphites zu schließen. So wird bei den nun zu beschreibenden Marmoren wohl niemand Zweifel hegen, daß es sich um primär sedimentäre Karbonatgesteine handelt. Sie liegen heute als linsige Gebilde von 1 m bis 150 m Durchmesser in den Gneisen und Migmatiten; meist sind sie von grobem granitischem bis pegmatischem Material umhüllt, teilweise sogar selbst durchtränkt. Größere Vorkommen finden sich südwestlich von Hausbach, nordöstlich Oberreit und am Wimhof nordwestlich Vilshofen. Das letztere Vorkommen hat wegen seiner schönen Kontaktmineralien, die während des einstigen Abbaus zu erhalten waren, eine eingehende mineralogische Beschreibung durch Müllbauer (1930) erfahren. Das kleinste Vorkommen von Marmor, eine Linse von nur etwa 1 m Durchmesser, wurde aus einem kleinen Seitentälchen zur Wolfach östlich von Blümmelmühle bekannt.

Es sei hier gleich vorweggenommen: Es sind bei der Entstehung der heutigen, sehr vielfältigen mineralogischen Zusammensetzung der Marmore grundsätzlich zwei Vorgänge strikt zu trennen:

1. die Regionalmetamorphose mit ihrer Mineralbildung, die sich über den gesamten Marmor erstreckt und schon prämigmatisch abgeschlossen war,
2. die Kontaktmetamorphose, welche bedingt wird durch umgebende und durchtränkende Granitoide. Sie erfaßt nur randliche Partien des fertigen Marmors. Da die Granitoide aber Produkte der Migmatisation sind, soll auch die Beschreibung der so gebildeten Kontaktgesteine in einem späteren Abschnitt behandelt werden.

Wir befassen uns also jetzt nur mit der Umkristallisation des primär sedimentären Bestandes während der Regionalmetamorphose ohne Stoffzufuhr.

Die Marmore sind schneeweiße bis schmutzig-graue Gesteine, die infolge verschiedenartiger Einlagerungen deutliche „s"-Flächen aufweisen. Diese decken sich in ihrer Lage mit denen der einhüllenden Gneise. Quer zum „s" machen sich Unterschiede in der Korngröße von 2 mm bis zu 1,5 cm bemerkbar. Stofflich gesehen, setzen sich die Marmore zu etwa 99 % aus einer „s"-parallelen Wechsellagerung von vorwiegend Calcit und vorwiegend Dolomit zusammen. Beide Mineralien sehen makroskopisch wie mikroskopisch nahezu gleich aus, ihre Unterscheidung wurde erst durch Anfärben der Calcite mit $FeCl_3$ und Schwefelammon möglich. Auf Grund ihrer bräunlichen Verwitterungsfarben möchte ich in manchen Dolomiten einen geringen Fe-Gehalt vermuten. Nach Winchell (1951) kann Magnesiadolomit bis zu 8 % $CaFe(CO_3)_2$ enthalten. Das Auftreten eines scharf begrenzten Lagenwechsels (reiner Dolomit — reiner Calcit) wird schon durch die Korngröße der grob rekristallisierten

Karbonatmineralien unmöglich gemacht. Abbildung 1 spiegelt die Verhältnisse wider, wie sie durch Anfärben eines Anschliffes kenntlich werden: Das Vorwiegen von Calcit bzw. Dolomit in einzelnen Lagen stellt wohl palimpsestartig eine alte sedimentäre Kalk-Dolomit-Wechsellagerung dar, wie sie uns beispielsweise in nichtmetamorphem Zustand aus der Sedimentationsrhythmik des alpinen Hauptdolomits bekannt ist. Das gegenseitige Altersverhältnis der Calcit- und Dolomitrekristallisate ist nicht eindeutig. Aus Abbildung 1 könnte man schließen, daß Dolomite in den Calcitlagen als Einschlüsse liegen, während die Calcite, sehr häufig voll von winzigen Dolomiten, selbst in den dolomitischen Lagen Zwickel füllen. Danach wäre also Calcit der jüngere Gemengteil. Doch sind beide Mineralien, wie besonders aus dem Schliff hervorgeht, so eng poikiloblastisch miteinander verwachsen und verzahnt, daß man wohl auf ± gleichzeitige Kristallisation schließen darf. Die obenerwähnten feinsten Dolomite in den Calciten sind im übrigen untereinander gleich orientiert, stellen also Teile eines großen Dolomit-Einkristalles dar, der mit dem Calcit granophyrartig verwachsen ist. Besonders die groben Dolomite zeigen nicht selten schmale Druckzwillingslamellen, die aber nicht mehr den ganzen Kristall durchsetzen. Offensichtlich wurde während einer jüngsten Rekristallisation das Gitter stellenweise aus der Zwillingsstellung in die normale umgeordnet. Besonders feinkörnige und reine Calcitlagen bestehen aus einem engverzahnten Pflastergefüge von im „s" gestreckten, zwillingslamellierten Kristallen.

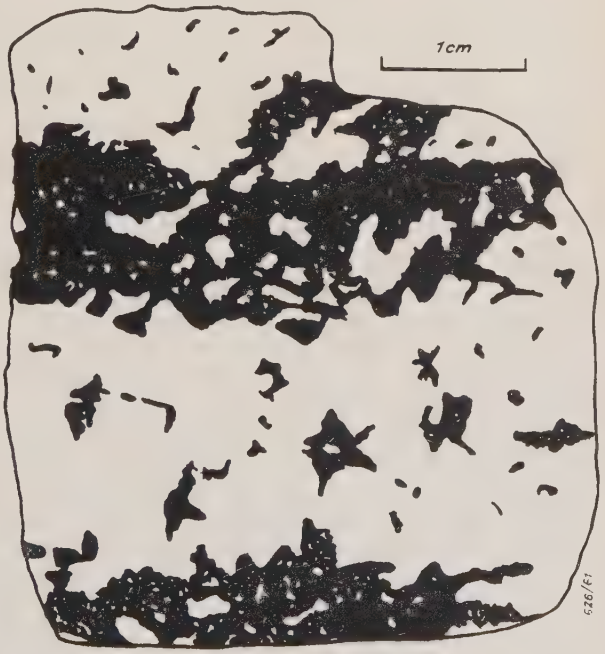


Abb. 1. Verteilung von Dolomit (weiß) und Calcit (schwarz), verdeutlicht durch Behandlung eines weißen Marmors mit $(NH_4)\ 2\ S_X$.

Als andersartige Einlagerung im Marmor ist in erster Linie Graphit zu nennen, der meist die dolomitischen Partien bevorzugt und diese als ehemals bitumenreichere Lagen verrät. Er tritt in Schuppen von 2 mm ⌀ auf, die, wie schon Gümbel angibt, oft hexagonale Umrisse besitzen. — Ebenfalls organischer Herkunft sind meiner Ansicht nach die parallel „s" eingelagerten Apatite, die leuchtend himmelblaue, gedrungene Säulen von 0,5 mm ⌀ ausbilden, im Dünnschliff jedoch farblos sind. — Wieder andere Lagen fallen makroskopisch durch ihre schwach honiggelbe Färbung auf, die auf rundliche, dem Karbonatgefüge zwischengeschaltete Chondroditkriställchen

zurückgeht. Im Unterschied zu den noch zu erwähnenden Forsteriten, die nahezu gleiche Licht- und Doppelbrechung besitzen, fehlt bei Chondroditen eine jüngere Serpentinisierung nahezu bis vollständig; andererseits sind sie nicht selten verzwillingt. Der Achsenwinkel $2V_Z$ des Chondrodits beträgt 71°, der Winkel a/Y ist 10°—12°. — Im frischen Zustand sehen die Forsterite u. d. M. den Chondroditen sehr ähnlich, jedoch sind sie meistens, von Rupturen ausgehend, in Serpentinmineralien umgewandelt. Auch sie können lagenförmig auftreten und bedingen so eine graue, bei Serpentinisierung grünliche Sprenkelung des Marmors. Der Achsenwinkel der Forsterite ist im Mittel mehrerer Messungen $2V_Z = 86°$, es liegt also praktisch reines Mg_2SiO_4 vor. — Im Hausbacher Marmorbruch enthalten die Forsteritlagen außerdem noch kleine kugelige Kriställchen von im Schliff leicht rötlichem, isotropem Kalkgranat.

Man könnte sich nun darüber streiten, ob Chondrodit, Forsterit, Kalkgranat und auch die recht häufigen Phlogopite nicht bereits Kontaktmineralien darstellen; doch halte ich eine Diskussion darüber für müßig. Sicher können diese sämtlichen Mineralien bei beiden Vorgängen entstehen. Sie wurden hier bei der Regionalmetamorphose erwähnt, weil sie deutliche „s"-parallele Häufungen aufweisen, die möglicherweise auf eine sedimentäre Anlage (geringer SiO_2-Gehalt) zurückgehen. Die OH-Ionen der Chondrodite und Phlogopite und — wenn er vorhanden sein sollte — ihr F-Gehalt, müssen ja nicht zwangsläufig magmatischer Herkunft sein: Schließlich sind diese Ionen auch in den Apatiten enthalten, welche im gesamten Altkristallin immer wieder auftreten. — Alle weiteren Mineralisationen erfolgten im Zusammenhang mit späteren Einschüben fluider Phasen; sie werden daher erst im nächsten Kapitel beschrieben.

d) Die Kalksilikatfelse

Diese Gesteinsgruppe vermittelt im Chemismus zwischen den Gneisen und den Marmoren. Die Kalksilikatfelse entsprächen so, stofflich gesehen, Kalkmergeln, und in einer Reihe von Fällen dürften sie auch wirklich von solchen abstammen, nämlich wenn es sich um flachlinsige Einschaltungen in den Gneisen bzw. Migmatiten handelt. Es ist naturgemäß zu erwarten, daß solche primären Kalksilikatfelse auch an den Grenzen Gneis gegen Marmor auftreten und so einen ja oft in den Sedimenten verwirklichten Übergang von Tongesteinen über Mergel in reine Karbonatgesteine abbilden. Infolge der hohen Durchwärmung und Mobilisierung während der Migmatisation verschwimmen diese Fälle aber mit solchen, in denen Kalksilikatfelse sekundär gebildet wurden durch Zufuhr von Kieselsäure bzw. Abfuhr von CO_2 am Kontakt der Marmore gegen schmelzflüssige silikatische Phasen. Es soll in diesem Kapitel nur von den primären Kalksilikatfelsen die Rede sein.

Den häufigsten Typ bilden sehr dichte, splittrige, dunkelgraue Gesteine von ziemlich hohem spezifischem Gewicht (eine Bestimmung ergab 2,82). Auf Grund ihrer hohen Widerstandsfähigkeit gegen die Verwitterung findet man sie häufig als Lesesteine mit einer etwa 0,5 cm dicken Verwitterungskruste, aber im Inneren völlig frisch, auf tiefgreifend zersetztem Gneis aufliegen. Im Anstehenden treten sie durchweg nur als kleine Linsen von mehreren Dezimetern Durchmesser auf, welche von biotitführenden Gneisen und Migmatiten umflasert werden. Bei genauer Betrachtung lassen diese Kalksilikatfelse deutlichen Zeilenbau erkennen, der sich u. d. M. als ein Wechsel von diopsidreichen mit diopsidärmeren Lagen entpuppt (Taf. 2, Fig. 2). Die optischen Eigenschaften des Diopsids ($2V_z = 56°$, $c/Z = 41°$) weisen auf rund 20 % Hedenbergitanteil. Weiterhin besteht das Gestein aus basischem Plagioklas (etwa 80 % An, also Bytownit), der parallel zu „s" gestreckte, xenomorphe Kristalle bildet.

Quarz ist entweder mit Plagioklas poikilitisch verwachsen oder bildet eigene Quarzzeilen aus. Apatite sind Einschlüsse in Diopsid sowie Bytownit. Weitere Akzessorien sind Erz (Titaneisen und wenig Magnetit), Titanit, Zirkon und Kalkgranat. Das ergibt folgende quantitative Zusammensetzung (gem. Vol.-%):

Bytownit	49,3
Quarz	29,8
Diopsid	17,2
Apatit	1,3
Erz	1,3
Titanit	0,8
Zirkon und Ca-Granat	0,3
Sa.:	100,0

Umgerechnet auf Gewichtsprozente der Oxyde, ergibt das (Zirkon und Ca-Granat blieben unberücksichtigt):

SiO_2	61,5 %
TiO_2	2,0 %
Al_2O_3	15,8 %
FeO	2,2 %
MgO	2,9 %
CaO	13,8 %
Na_2O	1,1 %
P_2O_5	0,6 %
Sa.:	99,9 %

Ein Vergleich mit nichtmetamorphen Kalkmergeln wird natürlich erschwert durch deren CO_2-Gehalt, jedoch selbst wenn man diesen streicht und den Rest auf 100 % umrechnet, zeigt unser Kalksilikatfels einen geringeren CaO- und höheren SiO_2-Gehalt als ein Mergel. Wir sollten also das Ausgangsgestein besser als kalkreichen Ton beschreiben (hoher Al_2O_3-Gehalt!). Ferner scheint der MgO-Gehalt auch auf einen dolomitischen Anteil des Ausgangsmaterials hinzuweisen. In vielem ähnlich erscheint die Analyse eines Diluvialtones aus Barth, Correns & Eskola (1939), doch fällt in unserem Gestein das völlige Fehlen des K_2O wieder aus dem üblichen Rahmen von Tongesteinen heraus. Es ist deshalb gut möglich, daß das vorliegende Gestein durch metasomatische Vorgänge seinen Chemismus verändert hat; insbesondere möchte man Zufuhr von Al_2O_3 und SiO_2 annehmen. Die Untersuchungen Hentschel's (1943) an genetisch verwandten Gesteinen des Eulengebirges scheinen das zu rechtfertigen, denn es hat sich dort ergeben, daß die Kalksilikatfelse meist einen reliktischen Kern besitzen, der im Mineralbestand und Chemismus von den peripheren Zonen abweicht. Hentschel hält mechanische Durchbewegungen für eine unumgängliche Voraussetzung für solche Umwandlungen, die einer allmählichen Assimilation entsprechen.

In Abweichung von dem beschriebenen Typus kann in anderen Fällen der Erzgehalt geringer werden zugunsten von Titanit, der in größeren, briefkuvertförmigen Kristallen auftritt. Andererseits gibt es Kalksilikatfelse mit noch höherem Erzgehalt, der sich nach Auflichtbeobachtungen aufteilt in Magnetkies und Titaneisen, zum Teil auch Magnetit. Ein Kalksilikatgestein aus dem Tal südlich Hausbach wird gekennzeichnet durch bis zu 1 cm große, schokoladebraune Butzen, die sich u. d. M. als isotrop erweisen; es handelt sich wohl um Mn-reiche Granate (Hessonite), möglicherweise auch um Melanite.

e) Die Amphibolite

Nur an einer Stelle des Arbeitsgebietes, nämlich am Südende des Bahneinschnittes im Vilstal, treten in einzelnen Linsen, in Migmatiten sitzend, Amphibolite auf. Sie fallen auf durch ihre Feinkörnigkeit (größter Korn-ϕ = 0,7 mm), ihre hohe Dichte (3,00) sowie ihre dunkelgraue Tönung, die sich bei genauer Betrachtung in eine feine schwarz-weiße Sprenkelung auflöst, welche bedingt wird durch das hypidiomorph-körnige Gefüge der zwei Mineralien Hornblende und Plagioklas.

U. d. M. sticht die Hornblende durch ihre kräftig braunen Farbtöne ins Auge. Genaue U-Tisch-Vermessungen ergaben einen Achsenwinkel $2V_X = 79°$ und $c/Z = 14°$. Der Pleochroismus ist sehr kräftig: X = schwach gelblich, Y ~ Z = haselnußbraun. Die Doppelbrechung beträgt laut Kompensatormessung 0,021. Beim Vergleich mit den Tabellen Tröger's (1952) gelingt es nicht, diese Daten auf Gemeine Hornblende zu beziehen, Schwierigkeit macht besonders die Korrelation von $2V_X$ und c/Z. Dagegen passen die Daten besser zur Reihe der Titanhornblenden, und zwar zum Fe-reichen Endglied Syntagmatit. Allerdings sollte nach Tröger hierfür Y > Z sein. Für Oxyhornblenden ist die Doppelbrechung zu gering. Unsere braunen Hornblenden zeigen jedenfalls keinerlei Ähnlichkeiten mit den grünlichen Amphibolen, welche im allgemeinen in den kristallinen Schiefern vorkommen. Zu einer wirklichen Klärung, welche Amphibole vorliegen, könnte nur eine chemische Analyse verhelfen.

Die in breiten Lamellen verzwillingten Plagioklase besitzen deutlichen inversen Zonarbau mit durchschnittlich 60 % An im Kern und 75 % An in der Schale. Höchstwerte in der Schale reichen bis 80 % An. — Neben diesen beiden Hauptgemengteilen kommt noch etwas Quarz in kleinen, rundlichen Kristallen vor; Akzessorien (Apatit, Zirkon) fehlen bis auf winzige Spuren von Titanit. Quantitativ ergibt sich (gem. Vol.-%):

Hornblende	61,0
Plagioklas	32,4
Quarz	6,5
Sa.:	99,9

Das wäre etwa der Chemismus eines mafitenreichen gabbroiden Gesteins, und es könnte so unsere Amphibolitlinse als metamorpher Basitgang gedeutet werden. Andererseits kann dieser Chemismus aber auch ohne weiteres einem Para-Amphibolit angehören. Eine Entscheidung ist in unserem Falle kaum möglich, zumal noch basischere Gesteine (Serpentine usw.), die sicher magmatischen Ursprungs sind, fehlen.

Den inversen Zonarbau der Plagioklase sehe ich als Beweis dafür an, daß der Amphibolit während der Metamorphose II keinen Wechselreaktionen mit den sauren Mobilisaten der Migmatisation ausgesetzt war.

f) Die Hornblendegneise

Ebenfalls nur an einer Stelle des Arbeitsgebietes, im Tal südlich Hattenham, treten in größerer Verbreitung Gneise und auch Migmatite auf, die sich von allen anderen abheben durch ihren Hornblende-Gehalt neben (Mg-Ti-reichem) Biotit. Wenngleich diese Gesteine die Ummineralisationen und Mobilisationen der Migmatisation sämtlich mitgemacht haben, muß doch ihre Hornblendeführung auf einen abweichenden Chemismus der Ausgangsgesteine zurückgehen. Die genaue Einmessung im U-Tisch zeigt, daß es sich um 2 verschiedene Hornblenden handelt, und

zwar bilden farblose Amphibole mit $2\,V_Z = 86°$ und $c/Z = 18°$ reliktische Kerne höherer Doppelbrechung (0,027), die von einem breiten Saum von grüner Hornblende ($2\,V_X = 65°$, $c/Z = 25°$) mit niedrigerer Doppelbrechung (0,021) umhüllt werden. Es besteht kein Zweifel, daß es sich hierbei um eine jüngere Umbildung handelt, die in vielen Fällen zum völligen Verschwinden der farblosen Kerne geführt hat. Nach den optischen Daten sind diese Kerne als Cummingtonite anzusprechen, also reine Mg-Fe-Amphibole, die wohl als Relikte eines niedriger metamorphen Stadiums zu deuten sind. Die grüne Hornblende ist stark pleochroitisch: X = blaß gelblich, Y = kräftig gelbgrün, Z = dunkelgrün, also $X < Y < Z$. Ihre optischen Daten passen ebenfalls nicht in die Reihe der Gemeinen Hornblenden, sondern zeigen Anklänge an die Hastingsitreihe. Die Tatsache, daß diese Hornblenden im Gegensatz zu denen im Kern Alkalien enthalten, scheint mir darauf hinzuweisen, daß ihre Blastese bereits in die Migmatisation mit ihren alkalireichen Mobilisaten fällt. — Neben Quarz tritt noch Andesin mit 35 % An. So ergibt sich insgesamt ein quarzdioritischer bis granodioritischer Chemismus (denn es kann auch Kalifeldspat auftreten), der aber — wie nochmals betont werden soll — durch die Migmatisation entstanden ist, wahrscheinlich aus einem basischeren Ausgangsmaterial. Vergleichsweise sei hinzugefügt, daß auch in Paragneisen und Migmatiten (Metatexiten) des Schwarzwaldes sehr häufig Hornblenden auftreten, deren Stoffbestand sedimentären Ursprungs ist (Mehnert 1953 a). Umwandlungen von Biotiten in Hornblenden unter Freiwerden von Kalium (G. Rein 1952) konnten allerdings im Arbeitsgebiet um Vilshofen nirgends festgestellt werden. Viel wahrscheinlicher ist eine Umwandlung der Hornblenden in Biotite während der allgemeinen Alkalisierung.

g) Die Granatmetaaplite

Im gesamten Moldanubikum, von der Donau bis zum Saxothuringikum der nördlichen Oberpfalz, tritt immer wieder — in kleineren und größeren Linsen in den Gneisen eingeschaltet — eine absonderliche Gesteinsgruppe auf, die Gümbel wegen ihrer Granatführung neben hellen Mineralien mit dem Namen Granulite belegt hat. Sowohl ihr Mineralbestand als auch das von echten Granuliten abweichende Gefügebild veranlassen jedoch, diesen Namen nicht für sie anzuwenden. Statt dessen möchte ich die Bezeichnung Granatmetaaplite einführen, die gleichzeitig eine genetische Bedeutung besitzt. — Es handelt sich durchweg um sehr helle, oft recht grobe Gesteine von aplitgranitischem Chemismus. Ihre hellen Mineralien sind wenig Plagioklas (Albit oder saurer Oligoklas), Quarz und sehr viel Kalifeldspat; dunkle Mineralien sind primär nur Granat (meist Spessartin-Almandin) oder bzw. und schwarzer Turmalin. Letzterer kommt hauptsächlich in den Oberpfälzer Gesteinen in großer Menge vor (Forster 1955), so daß man dort z. T. von Turmalinmetaapliten sprechen kann. Die Metaaplite besitzen ausgeprägte „s"-Flächen, auf denen die Turmaline straff mit den c-Achsen parallel B des Gesteins geregelt sind. Es liegen also sicher Tektonite vor, welche die Vorsilbe „Meta" rechtfertigen. Sie haben die gesamte in den Gneisen ablesbare Tektonik selbst miterlebt.

Im Arbeitsgebiet um Vilshofen kommen nur Granatmetaaplite vor, Turmalin wurde nirgends beobachtet. Am besten erschlossen sind diese Gesteine am südlichen Donauufer bei Sandbach östlich Vilshofen, sie treten aber auch nördlich der Donau besonders östlich von Windorf immer wieder auf. Erschwerend für ihre Beschreibung in diesem Kapitel über die prämigmatischen Gesteine ist nun die Tatsache, daß diese

Metaaplite nicht zuletzt infolge ihres primär sauren Chemismus während der Migmatisation nahezu vollkommen rekristallisiert sind und in hohem Maße mobilisiert wurden. Daher ist es unmöglich, etwas über das ursprüngliche Quarz-Feldspatgefüge dieser Gesteine zu sagen, das sich prämigmatisch von einem primären Erstarrungsgefüge bis zu einem Orthogneisgefüge entwickelt haben dürfte. Eine Klärung dieser Frage muß also aus einem Gebiet kommen, wo die Migmatisation nicht wirksam war. Als Relikte aus einem früheren Stadium sind lediglich die Granate anzusehen, die trotz ihres häufigen Auftretens sich immer u. d. M. als skelettäre Reste erweisen, genau wie das auch schon bei den feinkörnigen Paragneisen in Abschnitt 1. b) beschrieben wurde. Mit hoher Wahrscheinlichkeit erfolgte die Granatblastese in beiden so verschiedenen Gesteinstypen gleichzeitig und hatte wohl regionale Verbreitung. Einen primären magmatischen Bestand stellen sie in den Metaapliten wohl kaum dar.

Die Frage nach der Herkunft dieser Gesteine ist vorerst schwer zu beantworten. Es besteht wohl kaum ein Zweifel, daß es sich um Orthomaterial handelt. In einem Vorkommen fand ich einen stark verdauten Nebengesteinseinschluß mit verdrehtem „s". Es erscheint daher glaubhaft, an alte, gangförmige Intrusionen zu denken, die vorwiegend aplitischen Chemismus besaßen. Nur im Norden der Oberpfalz kommen im Verein mit Metaapliten auch echte Orthogneise mit granitischem Chemismus vor. Wir sehen uns also vor dem schwierigen Problem, zu den mengenmäßig sehr bedeutenden ehemaligen aplitischen und sogar pegmatitischen Restdifferentiaten in unserem Gebiet kein granitisches Stammagma nachweisen zu können. Eine andere Deutung wäre die, daß es sich um sehr frühe, zeitlich vor oder höchstens während der Metamorphose I einzustufende Mobilisationen handelt. Es soll in diesem Zusammenhang auf die Dissertation Forster's (1957) verwiesen werden, die sich mit diesen Gesteinen eingehender befaßt.

Im Quertälchen westlich Ruhstorf fand Verf. im weitgehend granitisierten Metaaplit einen kleinen elliptischen Einschluß von etwa 1,5 cm längstem ⌀, der sofort auffiel durch seinen Reichtum an Biotit und Sillimanit. U. d. M. zeigte dieser einen Zeilenbau von ausgezeichnet lineargeregelten Sillimanit-Säulchen und „s"-parallelen Biotitscheitern. Beide Mineralien liegen eingebettet in ebenfalls parallel „s" gestreckten Plagioklasen. Besonders gern in der Nähe von Biotit kommt grüner Spinell vor. Die Grenze des Einschlusses gegen das grobe Quarz-Feldspatgefüge des mobilisierten Metaaplits ist auch im Schliff sehr scharf. Obwohl das Gefüge keine direkten Übereinstimmungen mit den Cordierit-Sillimanit-Flasergneisen aufweist, erscheint doch der Mineralbestand (Sillimanit und Spinell fehlen ja sonst in allen anderen Gesteinen) charakteristisch genug, um den Einschluß zu dieser Gneisgruppe rechnen zu können (Plagioklas kann ja pseudomorph nach Cordierit sein). Unglücklich ist die Tatsache, daß der Metaaplit mobilisiert worden ist und in diesem Zustand wohl nicht unbeträchtliche Sekundärwanderungen vollführt hat. So wäre es möglich, daß der Einschluß während der Migmatisation aus dem Nebengestein aufgenommen worden ist. Es sei in diesem Zusammenhang erwähnt, daß Metaaplite der nördlichen Oberpfalz, die den dortigen Cordierit-Sillimanitgneisen eingeschaltet sind, nicht selten Sillimanitsträhnen enthalten. Es scheint dies doch zu beweisen, daß die mineralfazielle Entwicklung von Metaaplit und Nebengestein wenigstens in ihren Endphasen gleichzeitig verlaufen ist. Die eigentliche Bildung (Intrusion) der Metaaplite liegt also noch weiter zurück, könnte spätestens mit einer frühen Phase der Cordierit-Sillimanit-Gneisbildung zusammenfallen. In diesem letzteren Fall könnte also unser Einschluß auch schon sehr viel früher, möglicherweise bereits während der Metamorphose I in den Metaaplit gekommen sein.

Daß er selbst nichts anderes ist als eine durch Verformung erzeugte Sillimanitsträhne, erscheint mir unmöglich.

Die Metaaplite, insbesondere die Granatmetaaplite, sind, so charakteristisch sie für unser Moldanubikum sein mögen, doch offensichtlich nicht auf dieses Gebiet beschränkt. So gibt Wegmann (1935, Abb. 6—7) aus Finnland vom Haumholmen bei Pörtö helle granatführende „Migmatitgranite" an, die im Erscheinungsbild unseren moldanubischen Metaapliten vollkommen analog sind.

h) Die Magnetitgneise

Wie die Metaaplite, so sind auch die sogenannten Magnetitgneise — das einzige Vorkommen dieser Gesteine findet sich im Tälchen südlich Hausbach, etwa 200 m südlich des Marmorlagers — von späterer Migmatisation so stark verändert worden, daß es nicht möglich ist, ihren ehemaligen Zustand wiederzugeben. Sie enthalten neben Kalifeldspat, Plagioklas (rund 20 % An) und Quarz als einzigen dunklen Gemengteil Magnetit. Die Integrationsanalyse eines dem Gefügebild nach zu schließen relativ wenig migmatischen Gesteins ergibt (gem. Vol.-%):

Kalifeldspat	40,7
Plagioklas	31,2
Quarz	20,7
Magnetit	6,8
Akzessorien	0,5
Sa.:	99,9

Akzessorien sind Apatit, Zirkon sowie etwas Biotit, welcher in dünnen Häuten Magnetit umhüllt. Die Magnetit-Kristalle sind nur selten idiomorph, sie werden von dem voll rekristallisierten Quarz-Feldspatgefüge umgeben, das seine Korngestalt durchzusetzen vermag. Es ist möglich, daß der Magnetit auf eine primäre Fe-Anreicherung sedimentären Ursprungs zurückzuführen ist, doch ist problematisch, warum sich während der Metamorphose mit dem vorhandenen Kalium nicht mehr Biotit gebildet hat. Bei der Kartierung des Blattes Treppenstein (nördliche Oberpfalz) war es mir sehr interessant, auf bereits makroskopisch sehr ähnliche Gesteine im nördlichsten Bereich des Moldanubikums zu stoßen. Sie sind dort nicht migmatisch, es fehlt ihnen der Kalifeldspat. Andererseits enthalten sie als dunkle Gemengteile noch etwas grüne Pyroxene bzw. Hornblenden. Es ist möglich, daß es sich bei beiden Vorkommen um ähnliche Ausgangsgesteine handelt, was nach den Cordierit-Sillimanitgneisen und den Metaapliten ein Beweis mehr sein kann für die gute petrographische Definierbarkeit des Moldanubikums in seiner ganzen weiten Verbreitung.

2. Die Migmatisation, ihr Ablauf und die Umprägung der Gesteine

a) Allgemeine Fragen der Ultrametamorphose

In den weiten Kristallin-Arealen Fennoskandiens war man sich schon vor mehr als einem halben Jahrhundert darüber klar geworden, daß neben Para- und Orthogneisen eine dritte Hauptgruppe gneisartiger Gesteine unterschieden werden müßte,

für die J. J. Sederholm den Namen Migmatite (Mischgesteine) eingeführt hat. Es handelt sich dabei um Gneise, die in vielfältigster Weise und oft auf engstem Raum von granitähnlichen, aploiden und pegmatoiden Adern und Schlieren durchzogen werden. Bis in die heutige Zeit hinein ist man sich bei der Deutung dieser vielleicht interessantesten Gruppe von Metamorphiten nie ganz einig geworden, zumal ja Studien an vergleichbarem Material im statu nascendi (Aktualitätsprinzip) mit unseren Mitteln erst seit allerjüngster Zeit im Labor (z. B. Winkler 1957), überhaupt nicht jedoch in jenen Tiefenregionen der Erdrinde möglich sind. So ist man bislang vorwiegend auf die feldgeologischen und mikroskopischen Beobachtungen angewiesen, die natürlich — wenn auch fundiert durch chemisch-physikalische Theorie — der subjektiven Deutung immer noch einen weiten Spielraum lassen. Von der Deutung abhängig ist aber nun auch weitgehend die Namengebung der Gesteinsarten (vgl. Arterite, Venite). K. H. Scheumann (1936, 1937) hat ein Begriffsinventar geschaffen, das im wesentlichen auf der Vorstellung beruht, daß die Gesteine teilweise bis vollständig aufgeschmolzen werden. So bezeichnet er den Vorgang der Migmatisation als Metatexis, die neugeschaffenen Schmelzlösungen als Metatekte und die Mischgesteine je nach Umwandlungsgrad als Metatexite oder Diatexite. In der Zeit nach dem 2. Weltkrieg wurde diese Nomenklatur von der Freiburger Petrographenschule (Mehnert, Rein, Wimmenauer, Eigenfeld) mit Erfolg auf die migmatischen Gesteine des Hochschwarzwaldes angewandt, und Mehnert (1953 b) hat aus den Ergebnissen heraus und unter Verwendung der Scheumannschen Begriffe seine Auffassung über die Abfolge der Gesteinsmobilisation herausgestellt. Dabei wird von der auch durch Integrationen und einzelne chemische Analysen (Mehnert 1951) nicht eindeutig beweisbaren Annahme ausgegangen, daß die Umschmelzung der Gesteine ohne Stoffzufuhr erfolgte. Besonders von P. Niggli (1942, 1946, 1949) ist demgegenüber von jeher die Bedeutung der Magmen in der Erdrinde betont worden und damit die Möglichkeit, daß Mischgesteine unter Zuwanderung magmatischer Lösungen entstehen können. Schließlich erscheint es nur zu verständlich, daß mit zunehmender Tiefe in der Erdkruste die Häufigkeit der Magmen steigt und damit die Möglichkeit einer innigen Durchtränkung des metamorphen Nebengesteins. Auch Sederholm hatte mit seinem „Ichor" von granitischem Magma ausgehende, die Gesteine durchdringende Säfte gemeint. Andererseits war es ebenfalls Sederholm, der die Begriffe Anatexis (Aufschmelzung) und Palingenese (Wiedergeburt) prägte, wobei er beide synonym verwendete, die Palingenese aber besonders denen ans Herz legte, „die an eine Wiederaufschmelzung nicht glauben wollten". Damit ist klar, daß er von der Neubildung von Magmen ebenso überzeugt war wie von der innigen Durchtränkung der älteren Gesteine durch Magmen. Er hatte sich also zu einem „Sowohl-als-auch"-Standpunkt durchgerungen, der aber keineswegs eine wissenschaftliche Kapitulation bedeutet. Im Gegenteil, er weist uns nur um so deutlicher darauf hin, daß diese Gesteine Bildungen einer Übergangszone zwischen festen und flüssigen Teilen der Erdrinde darstellen. Die sich zwangsweise aufdrängende Frage, ob nicht alle granitischen Magmen aus alten Sedimenten gebildet worden sind, kann indes nicht durch „geognostische" Mutmaßungen gelöst werden, sondern nur durch eine quantitative, stoffliche Erfassung der Magmen sowie insbesondere ihres möglichen sedimentären Ausgangsmaterials im weitesten Bereiche. Rein übersichtsmäßig erscheint es unmöglich, die Gesamtheit der Sedimentgesteine, wie sie etwa in einer Geosynklinale vorliegen, ohne die Annahme von Stoffwanderungen in Granit umzuwandeln; wir müssen dazu sicherlich eine bedeutende juvenile Zufuhr von Alkalien (Wegmann

1935, Fischer 1951) oder aber Abfuhr von Mg, Fe nach unten annehmen, um zur Durchschnittszusammensetzung von Graniten zu kommen.

In Anbetracht der Mehrdeutigkeit der Gesteine der Ultrametamorphose scheint es mir in erster Linie wichtig zu sein, eine möglichst neutrale Nomenklatur zu finden. Ich möchte daher die Scheumann–Mehnertschen Begriffe nicht oder nur vergleichsweise anwenden und vielmehr bei den klassischen Bezeichnungen Sederholm's bleiben, deren griechischer Stamm „Migma-" den Mischcharakter hervorhebt. Ich gebe hierzu folgende Definitionen:

1. Als Migma bezeichne ich in Anlehnung an Reinhard (vgl. Niggli 1942) jene flüssige Silikatmasse von variabler, in ihren Einzelheiten unbekannter chemischer Zusammensetzung, die während der Ultrametamorphose in den Gesteinen älterer Prägung entstanden bzw. in sie eingewandert ist.
2. Unter Migmatisation verstehe ich die Entstehung von Migma im älteren Gesteinsgefüge bzw. seine Einwanderung in das letztere.
3. Durch die Migmatisation werden aus den normal metamorphen Gesteinen Migmatite, die sich zusammensetzen aus dem Altbestand (Paläosom) und dem jüngeren Kristallisat des Migmas, dem Neosom. Entsprechend der in der überwiegenden Mehrzahl aller Fälle auftretenden Mineralzusammensetzung kann man für Neosom auch den Terminus Aploid verwenden. Von den Migmatiten gibt es laufende Übergänge zu
4. den Migmagraniten, bei denen der Altbestand weitgehend verschwunden ist zugunsten eines ± homogenen granit-ähnlichen Gefüges. Somit sind Migmagranite entsprechend der weitgefaßten Definition des Migmas als direkte Abkömmlinge desselben zu bezeichnen. In Abhängigkeit von der jeweiligen Mineralzusammensetzung sowie dem Gefüge kann man von aploiden oder pegmatoiden Migmagraniten, kurz Aploiden und Pegmatoiden sprechen, wobei für erstere ruhig Namensgleichheit mit Aploiden in den Migmatiten herrschen darf: beide sind ja Kristallisate des Migmas.

b) Die Migmatite

Die in unserem Gebiet durch die Metamorphose I geschaffenen katazonal geprägten Tektonite wurden zum allergrößten Teil während der Metamorphose II umgeschliffen, wobei die regionale Temperatur- und Druckerhöhung so weit ging, daß es zur Ultrametamorphose kam, also zur Bildung und Einwanderung fluider Phasen. Ganz grob überschlagen kann gesagt werden, daß etwa 99,5 % des gesamten, im Arbeitsgebiet an der Oberfläche anstehenden Altkristallins mehr oder weniger stark migmatisch verändert worden sind. Nur etwa $^1/_2$ Prozent hat den früheren Zustand bewahrt: In fast allen Fällen handelt es sich dabei um die basenreichen Gesteine, wie Marmore, Kalksilikatfelse, Amphibolite sowie feinkörnige Gneise, die linsenförmig in den jüngeren Metamorphiten stecken (Taf. 4, Fig. 3). Das Gros der normalen Biotitgneise ist umkristallisiert und liegt zumeist in Form von Migmatiten vor.

Die als Vilsgneise bezeichneten Gesteine südwestlich Vilshofen bilden schon rein ihrem äußeren Habitus nach einen Übergang von den geschonten Gneisen zu den Migmatiten. Sie weisen die tektonischen Daten der Metamorphose I auf und besitzen keine mächtigeren dunklen Lagen, denen man breitere helle neosomatische Adern

gegenüberstellen könnte. Jedoch ist ein im Millimeterbereich wechselnder Zeilenbau von vorwiegend Biotit einerseits und Plagioklas und Quarz andererseits zu erkennen. Es kann hierbei weder von einer Absonderung von Mobilisaten noch von einer Einwanderung von Schmelzlösungen die Rede sein. Der Zeilenbau geht meiner Meinung nach auf eine vorwiegend mechanische Anreicherung der Biotite als gleitfähigster Mineralien auf bevorzugten Scherbahnen zurück, die wahrscheinlich schon während der Metamorphose I (Achsenlage) stattgefunden hatte. Es ist dieser Vorgang vergleichbar mit der Gleitbrett-Tektonik W. Schmidt's. Charakteristisch ist nun, und hierin liegt der Übergang zu den Migmatiten, daß die als Ganzes bewegten Plagioklas-Quarz-Gleitbretter gefügemäßig weitgehend übereinstimmen mit den Migmatiten. So liegt keineswegs ein kleinkörniges Plagioklas-Quarz-Pflaster vor, wie etwa in den Figuren 3 und 4 der Tafel 1, sondern beide Mineralien sind unter dem Einfluß der Aufwärmung während der Migmatisation zu groben, im Falle Plagioklas sogar halbwegs idiomorphen Individuen rekristallisiert, die ihrerseits beginnen, die Biotitzeilen anzugreifen. Eine weitere Ähnlichkeit mit Migmatiten liegt in der sehr verbreiteten Antiperthitführung der Plagioklase. An einer Stelle wurde sogar Kalifeldspat als jüngster, zwickelfüllender Gemengteil beobachtet. Das Quarz-Feldspatgefüge ist insgesamt ungeregelt und macht einen granitoiden Eindruck.

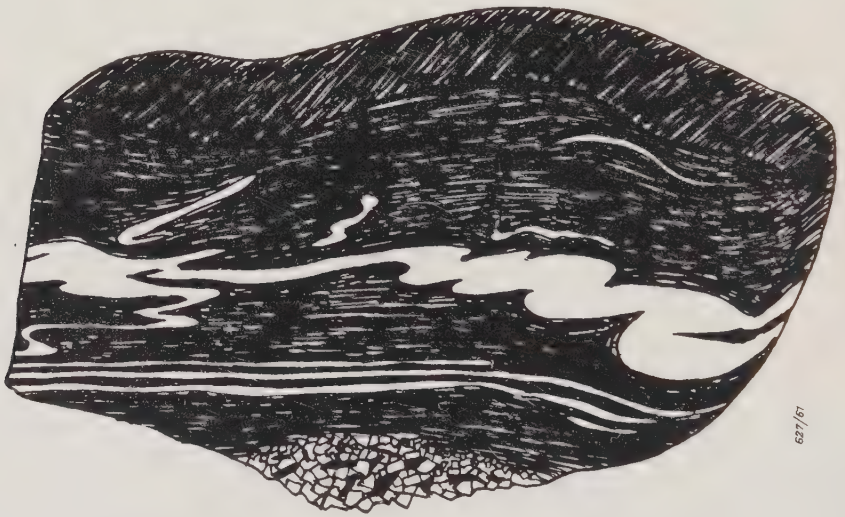


Abb. 2. Migmatit mit feinkörnigem, dunklem Paläosom und sauren, mitgefalteten Neosomlagen. Im untersten Teil grenzt Migmagranit an. — Östlich Windorf.

Die Weiterentwicklung von diesen Vilsgneisen zu echten makroskopisch kenntlichen Migmatiten ist nun weiter Vils-aufwärts bis zur Vilsmühle bestens zu verfolgen. Der Zeilenbau vergröbert sich zu einem deutlichen Lagenbau von wohl unterscheidbarem Paläosom (dessen alte lineare Biotitregelung geht verloren oder wird entsprechend dem Plan der Metamorphose II umorientiert) und Neosom, dessen Mächtigkeit von 0,1 bis zu 5 cm schwankt. Das Neosom besteht meist nur aus hellen Gemengteilen. Es handelt sich also um Aploide. Sehr häufig sind diese gefältelt, wobei die Faltenschenkel mehr und mehr ausdünnen und das Material sich in den Faltenköpfen

sammelt (Abb. 2 und Taf. 3, Fig. 1, Mitte). Es scheint diese Beobachtung zu beweisen, daß das Neosom eine mobile, zeitweilig fluide Phase darstellte, die zu bedeutenden Wanderungen im Gestein fähig war[1]). Der fließende Übergang der Vilsgneise mit ihrer Rekristallisation im Festen in diese Migmatite spricht fernerhin für die Annahme, daß das Neosom der Migmatite sich wirklich aus den hellen Zeilen der nichtmigmatischen Gneise bilden und durch Wanderungen zu mächtigeren Lagen konzentrieren konnte. Daß dies mit kräftiger Durchbewegung Hand in Hand ging, beweisen wiederum die ausgewalzten Faltenschenkel und die Ausbildung von jüngeren „s"-Flächen in den Aploiden (kenntlich an geringem Biotitgehalt), die jenen des Paläosoms parallel liegen. Von den Schwarzwaldgeologen (u. a. Mehnert 1953 a) wurde besonders dieser letzte Umstand beobachtet und führte mit zur Aufstellung der „Regionalen Anatexis I", indem die durchbewegten Aploide als „Metatekte" eines älteren Aufschmelzungsvorganges gedeutet und das ganze Gestein als „Heterogener Mischgneis" (nicht gleich Migmatit zu setzen!) bezeichnet wurde. Niggli (1949) hatte dagegen den Einwand erhoben, es könnte das auch als Teilphase e i n e s Vorganges gedeutet werden. In unserem Falle ist eine solche Auffassung die einzig denkbare, denn die Aploide und ihre Schieferung liegen dem „s" parallel, und ihre Fältelung erfolgte vor oder gleichzeitig mit der Schieferung um Achsen, die mit Sicherheit der jüngeren Metamorphose II zuzuordnen sind.

Wir halten also vorerst einmal fest: Es ist bei einem Teil der aploiden Neosome in den Migmatiten zu beweisen, daß es sich um echte Mobilisationen der hellen Gemengteile aus den vorher homogeneren Gneisen handelt, die synorogen, also unter Durchbewegung, entstanden sind und im Gestein vorwiegend parallel dem „s" und entsprechend dem lokalen Druckgefälle wandern konnten. Sie stellen also ein M i g m a dar. Daß neben geschieferten Neosomen auch ungeschieferte vorkommen und diese die ersteren sogar weit überwiegen, scheint mir kein Widerspruch. Mobilisation und Durchbewegung sind eben länger anhaltende, in ihrer Intensität nicht immer gleichmäßige Vorgänge, die sich gegenseitig übertreffen oder auch überdauern können.

Die p o s t t e k t o n i s c h e n Neosomadern können mit steigender Migmatisation an Menge wie an Mächtigkeit beträchtlich zunehmen und so das Paläosom mehr und mehr verdrängen bzw. in sich aufnehmen. Es tritt also bei der Migmatisation auch eine A s s i m i l a t i o n auf, wie an einem magmatischen Kontakt. Teilweise sammelt sich das Migma auch zu mächtigeren Schlieren, die das „s" q u e r g r e i f e n d durchsetzen können; solche Fälle leiten über zu den Migmagraniten.

Das P a l ä o s o m der Migmatite zeigt, soweit es nicht weitgehend assimiliert ist, den normalen Mineralbestand der Biotit-Plagioklasgneise. In charakteristischer Weise sind darin größere und kleinere Granate erhalten, alte Porphyroblasten im Biotitgewebe, die vom Quarz-Feldspatgefüge aus ihrem Verband herausgeschält wurden (ähnlich wie auf Taf. 1, Fig. 3). In manchen Fällen treten in den Plagioklasen des Paläosoms auch Sillimanit-Interngefüge auf, die wir (s. Abschn. A, 1 b) als Relikte eines Cordierit-Sillimanitgneis-Stadiums deuteten. Neubildungen im Paläosom (Wimmenauer 1950), z. B. Cordierit, konnte Verf. nicht auffinden!

Der Mineralbestand des N e o s o m s ist: Plagioklas (etwa 20 % An), Quarz, eventuell wenig Biotit, fast immer aber Kalifeldspat. Ein ziemlich häufiges Mineral des Neosoms ist auch der C o r d i e r i t, der jedoch vollkommen anders entwickelt ist als in den Cordierit-Sillimanitgneisen. Er bildet meist größere, bis zu 4 cm ⌀ auf-

[1]) Laborversuche von E. Hellner & R. Euler (1957) mit Leisten von Paragneis haben die Mobilisation von Hellgemengteilen experimentell bestätigt.

weisende, unregelmäßig geformte, auch zerlappte Butzen und Tropfen, nur in Ausnahmen (s. Abschn. A, 2 g) tritt er idiomorph auf, die Kristalle sind auch nicht in „s" gestreckt; Cordierit ist hier zweifellos eine migmatische Neubildung im Neosom. Vergesellschaftet ist er in seiner nächsten Umgebung meist nur mit Quarz; Plagioklas und Kalifeldspäte meiden ihn im allgemeinen oder umgekehrt.

Die Frage nach der Entstehung des Cordierits rückt sogleich das gesamte schwierige Problem des Stoffhaushaltes der Migmatite in den Mittelpunkt, das von Mehnert (1951) im Schwarzwald zugunsten einer Stoffkonstanz erklärt wurde. Wimmenauer (1950) hatte im nämlichen Gebiet den Cordierit (und Sillimanit) im Paläosom der Migmatite als echten Restbestand gedeutet, der einer Abfuhr von SiO_2 und Alkalien ins Neosom hinein seine Entstehung verdankt. Wie schon in Kapitel A. 1 erwähnt, kann dieses Ergebnis nicht auf unser Gebiet übertragen werden: Wir finden weder Cordierit noch Sillimanit als Neubildung im Paläosom, sondern nur als Relikte eines älteren prämigmatischen Zustandes, welcher entweder schon in der Metamorphose I, spätestens aber in einem Frühstadium der Metamorphose II geschaffen worden war. Wir stehen also vor der Tatsache, daß sich der angebliche Restbestand der Gesteinsmobilisation, der Cordierit (Wimmenauer 1950), in den Vilshofener Migmatiten im Neosom befindet, während das Paläosom als dunklen Gemengteil meist nur Biotit führt und in der weitaus überwiegenden Zahl der Fälle frei ist von Cordierit. Wie es zu dieser eigenartigen Verteilung des Cordierits in den Vilshofener Migmatiten kommt, ist bislang ungeklärt. Daß es sich um restlose Assimilation ehemals paläosomatischer Cordierite handelt, halte ich für unwahrscheinlich.

Indirekt mit dieser Frage in Zusammenhang stehend ist auch das Problem der Kalifeldspatblastese im Neosom: Wenn wir von einer Zufuhr des Kaliums absehen wollten, müßten wir es aus dem Biotit des Paläosoms ableiten, und zwar würde die Umwandlung einer bestimmten Anzahl Moleküle Biotit in die gleiche Anzahl Moleküle Kalifeldspat bedeuten, daß zur Bildung von 1 % Kalifeldspat (Gewichts- oder Vol.-%) 1,64 Gew.-% bzw. 1,4 Vol.-% Biotit verschwinden müssen, unter Freimachung von H_2O und besonders MgO und FeO. Nach den petrographischen Beobachtungen an den Gesteinen wäre es am wahrscheinlichsten, daß letztere unter Aufnahme von Al_2O_3 und SiO_2 die Cordierite des Neosoms bilden. Das ergäbe schematisch folgende Umsetzung:

$$\underbrace{[K_2O \cdot 6\,(Mg,\ Fe)O \cdot Al_2O_3 \cdot 6\,SiO_2 \cdot 2\,H_2O]}_{\text{Biotit}} + 6\,Al_2O_3 + 15\,SiO_2 =$$

$$= 3\,\underbrace{[2\,(Mg,\ Fe)O \cdot 2\,Al_2O_3 \cdot 5\,SiO_2]}_{\text{Cordierit}} + \underbrace{[K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6\,SiO_2]}_{\text{Kalifeldspat}} + 2\,H_2O$$

Demnach müßte also aus Biotit, auf Gewichtsprozent umgerechnet, 3,3 mal soviel Cordierit wie Kalifeldspat entstehen, was in unseren Neosomen sicher nicht verwirklicht ist. Andererseits kämen wir nicht ohne Zufuhr ganz beträchtlicher Mengen von Al_2O_3 und SiO_2 aus, da das zur Umsetzung nötige Quantum keinesfalls aus dem Paläosom mitgeliefert werden kann, das ja seinen ganzen freien Bestand an diesen Stoffen ins Neosom zur Synthese der Plagioklase und Quarze abgeben muß. Ferner ist es sehr unwahrscheinlich, daß Al_2O_3 und SiO_2, also ein Alumosilikat, wandert, es sei denn in Verbindung mit Alkalien als $AlSi_3O_8$-Radikal der Feldspäte. Es erscheint also sehr viel zwangloser, auch eine Zufuhr von Kali zusammen mit Natrium (für die neoso-

matischen Plagioklase) und Alumokieselsäure anzunehmen. Damit ist ja die Herkunft eines Teils des Gesamtkalis aus Biotit keineswegs ausgeschlossen. Nur in einem Falle (Brunnen Röhr im Donautal nordwestlich Vilshofen) konnte Verf. beobachten, daß Cordierit im Migmatit ältere Granate umhüllt und wohl teilweise ersetzt hat.

Es soll mit diesen kurzen stofflichen Erörterungen keineswegs ein Anspruch auf Vollständigkeit erhoben werden; denn es ist dem Verf. völlig klar, daß ein solches Unterfangen genaue Kenntnis der quantitativen Zusammensetzung aller Ausgangsgesteine voraussetzt, was in unserem Falle aber von vornherein nicht gegeben ist. So erschien auch eine genaue quantitative Erfassung der Migmatisationsprodukte — die zweite wichtige Voraussetzung zu einer wirklichen Klärung des Problems — im Gebiet um Vilshofen nicht sinnvoll. Es sollte hier nur überschlagsmäßig die Unwahrscheinlichkeit betont werden, die stark migmatischen Gesteine unseres Gebietes, die durch die Migmatisation einen granitähnlichen Chemismus erlangt haben, ohne Stoffzufuhr deuten zu können. Im nächsten Abschnitt wird diese „Granitisation" noch eingehender behandelt werden. Es sei in diesem Zusammenhang auf Beobachtungen hingewiesen, die Verf. im Lewisian NW-Schottlands machen konnte; dort ist die Zufuhr von Kalium und Alumokieselsäure während einer jüngeren mit Migmatisation verknüpften Orogenese schon aus dem qualitativen Mineralbestand heraus ersichtlich (Schreyer, 1957 c).

c) Die Migmagranite

Bei immer weiter fortschreitender Zufuhr von Migma und Assimilation der Paläosomanteile wird ein Zustand erreicht, dem schon Sederholm durch den Gesteinsnamen Nebulit deutlichen Ausdruck verliehen hat. Es handelt sich also um Gesteine, die in ihrer Zusammensetzung granitisch sind, ihre Abkunft von Gneismaterial aber noch durch ein „nebelhaft" angedeutetes „s" — die Reste des Paläosoms — verraten. Dieses „s" spiegelt nicht selten Faltenbilder wider, die aber durch die Migmatisation mehr und mehr verwischt werden. Das heißt eindeutig: Die Migmatisation hat hier die Durchbewegung und Faltung überdauert. Solche Nebulite können bereits als in situ gebildete Migmagranite angesehen werden, möglicherweise aus primär sauren Ausgangsgesteinen (z. B. Metaaplite). Sie zeigen neben dem nebulitischen Schlierengefüge meist einen ± allmählichen, konkordanten Übergang in die Migmatite (s. Taf. 4, Fig. 4, unten). Doch ist das keinesfalls die Regel. Sehr häufig stößt Migmagranit, sogar des gleichen Gesteinskörpers, diskordant am Migmatit ab (s. Taf. 4, Fig. 4, oben). Da das „s" des oberen Migmatits selbst am Kontakt leicht umbiegt in die Horizontale, ist es wahrscheinlich, daß hier, wie auch bei vielen anderen Vorkommen, tektonische Beanspruchungszonen im Migmatit (Scherzonen, abgerissene Faltenschenkel usw.) von Migmagranit verheilt wurden (s. Taf. 3, Fig. 1, rechts unten; Taf. 3, Fig. 2 oben und unten). Es sieht also so aus, als ob an solchen überbeanspruchten Stellen des Faltenbaues die Granitisierung (in situ) besonders stark wäre. Doch dürfte sich dieser Vorgang in vielen Fällen überlagern mit einer echten Intrusion von Migma in die dann im tektonischen Druckschatten liegenden oder nach Abklingen der Bewegungen frei von gerichtetem Druck werdenden Räume hinein. Häufig beobachtet man auch Migmagranite, in welchen regellos diskordante Schollen von Migmatit schwimmen. Paragneisschollen im „Gneisgranit" Vilshofens beschreibt auch H. Cloos (in Cloos u. a. 1927). Diese Bilder sehen aus wie Eruptivbrekzien an einem mag-

matischen Kontakt. Im Grundgebirge Fennoskandiens wurden diese Gesteine insgesamt von Sederholm (1923) als Agmatite bezeichnet. Man kommt hier kaum um eine im wesentlichen posttektonische Intrusion des Migmagranits herum. Typische Agmatite finden sich nordwestlich Vilshofen auf Blatt Pleinting im Steinbruch Einöd.

Schließlich gibt es noch Migmagranite, die ± mächtige, scharf begrenzte Gängchen quer zur Faltenachse des Migmatits oder auch akkordant zum „s" füllen, die aber dennoch petrographisch scharf zu unterscheiden sind von den jüngeren Graniten. Nach der Darstellung auf Abbildung 3 kann kein Zweifel an der posttektonischen Platznahme des Migmagranits bestehen.

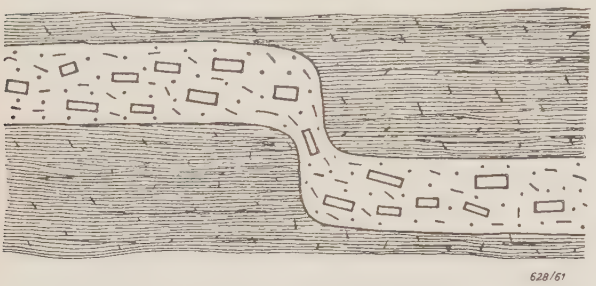


Abb. 3. Schmales Gängchen von Migmagranit im feinschiefrigen Migmatit zeigt Absetzen und Schmälerwerden an der Umbiegungsstelle der ausgefüllten, ehemaligen „s"-parallelen Kluft. Die Feldspäte (Länge maximal 2 cm) sind deutlich geregelt entsprechend der Lage der Kontaktflächen, welche ohne den Migmagranit genau aneinander passen würden. — Tal südlich Sandbach.

Wir kommen aus diesen makroskopischen Beobachtungen zu folgenden Schlüssen: Migmagranite sind spät- bis posttektonische Kristallisate des Migmas. Während dieses in frühen Phasen der Migmatisation im wesentlichen nur helle Gemengteile enthielt (aploides Neosom der Migmatite!), ging in späteren Phasen mit steigender Durchwärmung und Assimilation von Nebengestein mehr und mehr femisches Material in die Schmelze ein, so daß es zu einem mehr granitähnlichen Chemismus kam. Zu dieser Zeit war die Hauptfaltung der kristallinen Schiefer (Migmatite) im wesentlichen schon abgeschlossen: Die Migmagranite bildeten sich bzw. intrudierten daher mit Vorliebe in Scherzonen, welche selbst den Faltenbau an überbeanspruchten Stellen durchschneiden. Es geht also die Zunahme der Durchwärmung offensichtlich mit einer Abnahme der tektonischen Beanspruchung parallel. Die Migmatisation überdauert also im Vilshofener Gebiet die Tektonik. So waren sogar noch Reste des Migmas vorhanden, als mit der Versteifung des Faltenbaues Klüfte quer und längs zu B aufrissen. Hier wird das Migma zum Magma und füllt diese teilweise aus!

Doch nun zur Petrographie der Migmagranite, die so mannigfaltig ist wie ihr Auftreten. Migmagranite sind meist mittel- bis grobkörnig, posttektonische Typen manchmal sogar kristallgranitisch. Das Gefüge ist bei den nebulitischen Übergangstypen ein reliktisches Lagengefüge. Bei intrudierten Typen ist es meist richtungslos körnig; in wenigen Fällen konnte Verf. merkliche Korngrößenunterschiede quer zum regionalen „s" feststellen. Ausgesprochen postorogene Migmagranite zeigen kontaktparallele Regelung der Feldspattafeln (Abb. 3).

Der Mineralbestand der Migmagranite umfaßt Biotit, Plagioklas (rund 25% An), Quarz und Kalifeldspat. Akzessorien sind Apatit und Zirkon. Der Kalifeldspat aller migmatischen Gesteine ist ein Mikroklin oder — wie Indikatrixmessungen ergaben — ein nicht weiter faßbares Übergangsstadium zwischen

Orthoklas und Mikroklin. Die Achsenwinkel schwanken um $2V_X = 65°$, liegen also für Mikrokline sehr niedrig. Wahrscheinlich handelt es sich noch um die Achsenwinkel eines primär vorhandenen Orthoklasstadiums.

Die Integrationsanalyse eines typischen Migmagranits ergibt (gem. Vol.-%):

Plagioklas (20—25 % An)	55,5
Kalifeldspat	11,8
Quarz	27,4
Biotit	4,8
Akzessorien	0,4
Sa.:	99,9

Ein anderer Migmagranit setzt sich wie folgt zusammen (gem. Vol.-%):

Plagioklas	50,5
Kalifeldspat	23,9
Quarz	20,6
Biotit	4,7
Akzessorien	0,3
Sa.:	100,0

Es zeigt sich also, daß die Migmagranite nicht die Zusammensetzung des Granitminimums mit etwa gleichen Anteilen von Quarz und beiden Feldspäten aufweisen. Die beiden integrierten Gesteine zeichnen sich ferner im Vergleich zu „echten" Graniten durch ihre Glimmerarmut aus. Sie stehen damit bei einem Vergleich mit den Nigglischen Magmentypen an der Grenze zwischen Kalkalkaligraniten und Aplitgraniten. Erstaunlich ist andererseits jedoch ihr hoher Gehalt an Plagioklas, der hier den Kalifeldspat überwiegt; man könnte diese Migmagranite deswegen als Aplodiorite (Tröger 1935) klassifizieren. Dennoch soll im folgenden der Name Migmagranit als vorwiegend beschreibende Feldbezeichnung beibehalten werden; denn es ist praktisch unmöglich, jedes kleine Vorkommen auf Grund seiner etwas abweichenden Zusammensetzung anders zu benennen.

Kalifeldspat ist, so charakteristisch er für die gesamte Migmatisation ist, doch in recht unterschiedlichen Mengen vorhanden; es gibt sogar Migmagranite, bei denen er nur untergeordnet kleine Zwickel füllt. In anderen Fällen kann Kalifeldspat mengenmäßig aber auch den Plagioklas überwiegen, nie wird letzterer aber fehlen! Diese Eigenschaften — geringer Biotitgehalt und sehr stark wechselnder Kalifeldspatanteil — können zur chemisch-mineralogischen Charakterisierung sämtlicher Migmagranite unseres Gebietes dienen und unterscheiden sie deutlich von den jungen Graniten. Da Kalifeldspat in allen Fällen jünger ist als Plagioklas, meist sogar auch jünger als Quarz, sieht es so aus, als ob er das Produkt einer jüngsten Stoffzufuhr wäre, die in verschiedenem Maße wirksam war. Doch ist es auch möglich, daß das Migma primär von Fall zu Fall recht unterschiedliche Kaligehalte aufwies.

Stellenweise kann auch bei Migmagraniten der Biotit noch stärker zurücktreten, so daß größere Körper reiner Aploide vorliegen. Oder aber Cordierit setzt sich an die Stelle des Biotits, und wir haben cordieritführende Migmagranite (Taf. 3, Fig. 3).

Die mineralogische Zusammensetzung des Migmagranites ist überhaupt weitgehend davon abhängig, mit welchem Nebengestein das Migma im Kontakt stand. Schöne Beispiele hierfür bietet der Marmorbruch Wimhof, wo marmornahe Migma-

granite Diopsid und mittelbasische Plagioklase enthalten (vgl. Abschn. A, 2 g), oder das Areal der Hornblendegneise im Tal südlich Hattenham, dessen Migmagranite die gleichen grünen Hornblenden führen wie die Gneise (vgl. Abschn. A, 1 f). In der Umgebung der Magnetitgneise (vgl. Abschn. A, 1 h), südlich Hausbach, sind auch die Migmagranite stark erzführend, während Biotit praktisch fehlt. Magnetit füllt dort Zwickel des Quarz-Feldspatgefüges, die Kalifeldspäte sind durch feinverteiltes Fe_2O_3 leuchtend fleischrot gefärbt, was jener Region petrographisch ein besonderes Gepräge gibt und ihre Gesteine — wie schon E. Kraus (1916) betont — zu den schönsten des ganzen Gebietes macht. — Auch kleine Granate finden sich nicht selten in Migmagraniten. Sie scheinen aus den Nebengesteinen übernommen, aber nicht rekristallisiert zu sein. Besonders häufig tritt dies in der Umgebung der Granatmetaaplite auf, die ja, wie schon betont, besonders leicht der Granitisierung anheimfallen (vgl. Abschn. A, 1 g).

Das mikroskopische Gefüge der Migmagranite, insbesondere das ihrer Quarze und Feldspäte, unterscheidet sie ebenfalls deutlich von den jüngeren, magmatischen Graniten; jedoch stimmt es überein mit dem Neosom der Migmatite, was als ein weiterer Beweis für die gemeinsame migmatische Entstehung angesehen werden darf. Ich habe das Gefüge der migmatischen Gesteine in einer getrennten Veröffentlichung genauer beschrieben (Schreyer 1958). Hier seien nur kurz die wesentlichsten Züge herausgestellt: ± Idiomorphe Oligoklase (Altplagioklase), umgeben von Quarz, werden korrodiert von Kalifeldspat, der in allen Fällen jünger ist als Altplagioklas, meist auch jünger als Quarz. Hierbei treten vielfach Myrmekite auf, die sich als älter erweisen als die Hauptkristallisation, des Mikroklins (Taf. 2, Fig. 3); sie sind frühmikroklin. Antiperthite in Altplagioklasen sind typisch für alle migmatischen Gesteine. Da sie in extremen Fällen das halbe Volumen des Wirtsplagioklas ausmachen können, müssen sie als metasomatische Bildungen während einer postplagioklasen Kalizufuhr gedeutet werden. Perthitschnüre in Kalifeldspäten können hingegen als Entmischungen angesehen werden. Sie stehen häufig direkt in Beziehung mit jüngerem Albit-Korngefüge, das auf der Intergranulare ausgeschieden wurde. Auf Korngrenzen zwischen zwei verschieden orientierten Kalifeldspäten kann dieses in Form sich durchdringender Wechselsäume vorliegen, welche die Orientierung der beiden Kalifeldspäte aufweisen. Auf Korngrenzen gegen Altplagioklas übernimmt das Albit-Korngefüge meist dessen Orientierung und erscheint als scharfbegrenzter saurer Rand dem Altplagioklas aufgesetzt. Myrmekitbildungen des Albit-Korngefüges sind als spät- bis postmikroklin anzusprechen.

Charakteristische Gefügeeigenschaften der Migmagranite im Vergleich zu denen der magmatischen Granite sind:

1. Kalifeldspäte sind meist jünger als Quarz.
2. Es gibt, außer bei einigen postorogenen Migmagraniten, keine idiomorphen Einsprenglinge von Kalifeldspat, sondern dieses Mineral füllt vorwiegend Zwickel zwischen Altplagioklas und Quarz.
3. Die Plagioklase zeigen nie einen normalen, primären Zonarbau. Dies ist wahrscheinlich durch die längere Kristallisationsdauer der migmatischen Gesteine zu erklären, welche einen vollkommenen diffusiven Ausgleich im Gitter ermöglichte. —

d) Die Pegmatoide

In einigen Fällen sind aus dem Migma besonders grobe, saure Gesteine auskristallisiert, die wegen ihres pegmatitischen Habitus als Pegmatoide bezeichnet werden. Ihr Kontakt zu den migmatischen Nebengesteinen ist manchmal konkordant, manchmal diskordant. Es handelt sich um Abkömmlinge von wahrscheinlich gasreicherem Migma, welches wohl auch mehr Raum und Zeit zum Kristallwachstum zur Verfügung hatte, als das bei den häufigeren Aploiden der Fall war. Daß es nicht etwa Restschmelzen des jüngeren Magmas und damit echte Pegmatite sind, ist dadurch exakt beweisbar, daß sie an einer Stelle (Abb. 4) von einem Aplitgang dieser Magmengeneration durchsetzt werden. Ferner gibt es Einschlüsse von Pegmatoiden in jüngerem Granit (Taf. 3,

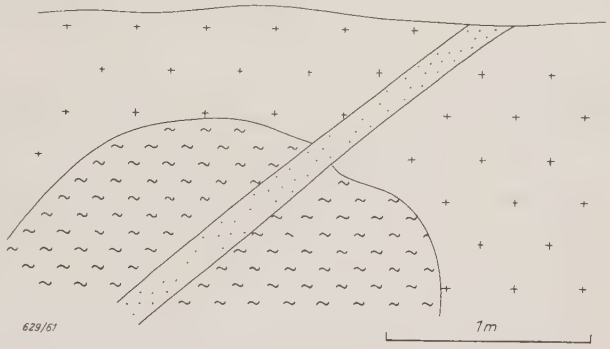


Abb. 4. Feinkörniges, basisches Gneismaterial (Wellensignatur) wird von grobem Pegmatoid umhüllt (Kreuze). Beide Gesteine durchsetzt diskordant ein Aplitgang (punktiert). — Bahneinschnitt östlich der Blümmelmühle.

Fig. 4), und schließlich spricht auch die große räumliche Verbreitung von Pegmatoiden in weiten Teilen des Bayerischen Waldes, unabhängig von jüngeren Granitvorkommen, gegen eine Abstammung von diesen. Nicht selten zeigen Pegmatoide auch innige Verzweigungen mit Migmatiten, was in scharfem Gegensatz steht zu den „kalten" Kontakten echter Pegmatite.

Auffällig ist die Beobachtung, daß die Pegmatoide mit Vorliebe irgendwelche basische Körper der Gneis-Migmatitserie umhüllen oder auch durchschwärmen, sei es, daß es sich um Metabasite (Abb. 4), kalksilikatische Gneise oder auch Marmore handelt. Im letzteren Fall ist diese Vergesellschaftung leicht erklärlich, weil durch die Kontaktwirkung des Migmas eine thermische Dissoziation der Karbonate eingetreten ist, die durch Freimachung von CO_2 eine Erhöhung des Gasinhaltes im Migma bedingt. Wir werden in einem eigenen Kapitel auf diese Verhältnisse noch näher eingehen. In den anderen Fällen scheint eine mechanische Ursache vorzuliegen: Daß nämlich während der plastischen Verformung um die mechanisch festeren Basite herum druckentlastete Abstauräume entstanden sind, in welche die Kristallisate des Migmas wie in einen Drusenhohlraum hineinwachsen konnten.

Über den Mineralbestand der Pegmatoide in den Vilsgneisen liegt eine mineralogische Bearbeitung von Müllbauer (1929 a) vor, die Wimhofer Pegmatoide sind in einer Arbeit des gleichen Verfassers (1930) beschrieben. Da die Vilsgneis-Pegmatoide aber in jüngster Zeit tektonisch kräftig beansprucht worden sind, geben sie kein Bild des primären Zustandes mehr wieder. Nach Beobachtungen an vielen anderen Vorkommen ist der Mineralbestand der Pegmatoide sehr ähnlich dem der Migmagranite: Oligoklas bis Albit, Kalifeldspat, Quarz (manchmal schriftgranitisch mit letzterem verwachsen) sowie wenig Biotit, der möglicherweise von Cordierit vertreten werden kann. In einem Vorkommen fand Verf. auch Apatite in Form gedrungener hexagonaler Säulen von rund 0,8 mm ⌀. Es scheint also die Phosphor-

säure bei der Migmatisation ebenfalls mobilisiert worden zu sein. Gilbertit (Müllbauer 1929 a), eine Hellglimmerpseudomorphose nach Topas, konnte Verf. ebensowenig nachweisen wie Topas selbst. Vielleicht handelt es sich doch um ehemaligen Cordierit, der von Hellglimmern ersetzt wurde. — Der angegebene Mineralbestand ist in einigen Vorkommen zweiseitig zonar angeordnet, wobei große, mit (001) senkrecht zur Kontaktfläche gepackte Biotittafeln als Stockscheider gegen Migmatit dienen. Dann folgen, in den Gangraum hineinwachsend, vorwiegend Kalifeldspäte in bis zu 15 cm großen Individuen, nach innen zu mehr und mehr von Quarz schriftgranitisch durchwachsen, der im Gangzentrum faust- bis kindskopfgroße Knauern bildet. Diese Zonenfolge sowie auch die erwähnten schriftgranitischen Verwachsungen unterscheiden diesen Pegmatoid in keiner Beziehung von „echt magmatischen" Pegmatiten. Andererseits fehlen gerade diese beiden Eigenschaften den meisten anderen der schlierig-konkordant den Migmatiten eingeschalteten Pegmatoide unseres Gebietes. Ich möchte daher glauben, daß auch hier, ähnlich wie bei den Migmagraniten, zwei Generationen zu unterscheiden sind: 1. eine ältere, meist konkordante Generation ohne Zonenfolge und schriftgranitische Verwachsungen, 2. eine jüngere, meist diskordante Generation mit Zonenfolge und Schriftgranitverwachsungen. Letztere darf mit Sicherheit als postorogen angesehen werden und ist wohl aus den Restlösungen des Migmagranits entstanden. Man könnte sie also vielleicht von den älteren Pegmatoiden als „Pegmatite der Migmagranite" abtrennen.

e) Die Plagioklas-Granoblastite

An einigen Stellen des Arbeitsgebietes, als höchstens zentimeterstarke Schlieren in den Migmatiten und Migmagraniten liegend, in einem größeren zusammenhängenden Komplex von etwa 20 m ⌀ nur im Tal östlich Zeitlarn erschlossen, kommen Gesteine vor, die im Verlauf der Metamorphose II eine Sonderentwicklung durchgemacht haben. Sie zeichnen sich aus durch ein reiches Biotitgrundgewebe, in dem in mehr oder weniger großer Zahl Plagioklaskörner aufgesproßt sind. Es tritt also kein deutlicher Zeilenbau auf. Quarze füllen nur untergeordnet Zwickel. Dieses Gefüge ist auch makroskopisch sehr charakteristisch, und schon Gümbel (1868) hat diesen Gesteinen, die in anderen Teilen des Bayerischen Waldes weit verbreitet sind (z. B. Deggendorf—Lalling—Ruhmannsfelden), den treffenden Namen „Perlgneise" gegeben. Das mikroskopische Gefügebild ist aus den zwei Mikrofotos (Taf. 2, Fig. 4; Taf. 5, Fig. 2) ersichtlich. Die Granoblasten von Plagioklas (rund 30 % An) verdrängen das Biotit-Grundgewebe stellenweise bis auf einen schmalen Intergranularfilm. Auffällig ist neben Zirkon der Reichtum des Gesteins an relativ großen Apatitsäulen (bis zu 0,5 mm ⌀), die sogar makroskopisch an ihren schmutziggrünen Farbtönen kenntlich sind. Sie sitzen primär im Biotitgewebe (Taf. 2, Fig. 4, unten), können aber vom Plagioklas übernommen werden. Die Schliffintegration ergibt folgenden quantitativen Mineralbestand (gem. Vol.-%);

Plagioklas	56,1
Biotit	38,6
Quarz	1,5
Apatit	3,6
Sa.:	99,8

Dieser unterscheidet sich deutlich sowohl von alten Paragneisen als auch von den normalen migmatischen Gesteinen (Migmagranite, s. Abschn. A, 2 c) durch den hohen Biotit- und geringen Quarzgehalt.

Wie ist dieses Gestein nun genetisch zu deuten? G. Fischer (1939 b) sieht die Perlgneise nördlich des Bayerischen Pfahles als rekristallisierte Tiefenmylonite an und betont ihre Bindung an die jüngeren Blastomylonitzonen mit NW-Streichen. Scheumann (1936) und darauf fußend Mehnert (1953 b) bezeichnen nach Beobachtungen in Sachsen und im Schwarzwald den Vorgang eines solchen Plagioklas-Wachstums als Metablastesis, die von der Metatexis durch das Fehlen nachweisbarer fluider Phasen abzutrennen sei. Es ist nach diesen beiden Autoren die Metablastesis eine Granitisierung im Trockenen, die sozusagen das erste Stadium der Gesteinsmobilisation darstellt, das aber in sich bereits zu Endprodukten („Graniten") führen kann, die denen der Metatexis (Diatexis) sehr ähnlich sind. Trotz der zweifellosen Ähnlichkeiten unserer Perlgneise zu diesen Metablastiten möchte ich letzteren Namen nicht für sie übernehmen (vgl. auch Bedenken Drescher-Kaden's 1948, S. 10), sondern sie rein beschreibend als Plagioklas-Granoblastite bezeichnen, besonders da die Mehnertschen Deutungen für die Gesteine des Bayerischen Waldes wohl nicht immer ganz zutreffen. Schon der hohe Biotitgehalt unseres Gesteins zeigt, daß eine Ableitung von einem normalen, nichtmigmatischen Paragneis unmöglich ist. Andererseits gehen gerade solche Paragneise (z. B. die Vilsgneise) in Migmatite direkt über (s. Abschn. A, 2 b), ohne jede Zwischenschaltung von „Metablastiten", wie das aus der Mehnertschen Stufengliederung zu entnehmen wäre. Von besonderer Bedeutung scheint mir die Fischersche Beobachtung zu sein, daß die Perlgneise an Blastomylonitzonen einer jüngeren Tektonik gebunden sind. Auf unser Gebiet übertragen, würde das bedeuten, daß während der Metamorphose II Zonen besonders kräftiger Kornzerkleinerung (Mylonitisation) angelegt wurden, auf denen vielleicht Biotite als besonders gleitfähige Mineralien eine relative Anreicherung erfahren haben. Es läge also eine subtraktive Gesteinsumwandlung vor. Bei der darauffolgenden — mit der beginnenden Migmatisation verknüpften — Durchwärmung rekristallisierten die zwischen den Biotitscheitern eingeklemmten mechanischen Relikte der alten felsischen Mineralien und bildeten so die Keime zu den — möglicherweise unter erneuter Stoffzufuhr — aufsprossenden Plagioklasen, die nun danach trachteten, das tektonische Regelungsgefüge der Biotite wieder weitgehend zu zerstören. Ich möchte also annehmen, daß die Perlgneise infolge ihrer abweichenden mechanischen Vorbehandlung während der Migmatisation einen besonderen Weg gegangen sind, sie wären also ein Spezialfall der Migmatisation. Daß eine solche wirklich vorliegt, beweisen neben antiperthitischen Plagioklasen vereinzelt vorkommende Kalifeldspäte, die in typischer Weise als jüngste Gemengteile Zwickel füllen und Myrmekitrinden um die granoblastischen Altplagioklase erzeugen. Natürlich können wenig mächtige Granoblastite bei kräftiger Migmatisation auch von quarzkalifeldspatreichen, oft recht groben Aploiden durchadert werden, die sie sogar oft weitgehend assimilieren. Insofern stimme ich also Mehnert (1953 b) zu, daß die Bildung der Plagioklas-Granoblastite älter ist als der Höhepunkt der Migmatisation. Dafür spricht auch die weite Verbreitung dieser Gesteine in dem nur wenig migmatischen Gebiet um Deggendorf.

Eine eigenartige Beobachtung an den Apatiten dieses Perlgneises soll nicht verschwiegen werden. Sie zeigen an wenigen Stellen (Taf. 5, Fig. 4) einen zentralen, im Querschnitt rundlichen Kanal, der mit Hellglimmer, serizitischen Feldspäten (wahrscheinlich Albiten) und wenig Quarz gefüllt ist. Diese Mineralien passen in keiner Weise zu dem sonst rein katazonalen Bestand außerhalb der Apatite, sie könnten daher als interne Relikte eines früheren niedriger metamorphen Stadiums betrachtet werden. Die andere Erklärungsmöglichkeit, die ehemals stark radioaktive (Cer, Th?) Kern-

partie des Apatits wäre durch die Eigenstrahlung zersetzt und später von der niedrigthermalen Mineralparagenese gefüllt worden, kann jedoch nicht ganz ausgeschlossen werden. Damit fiele die Füllung in die Zeit der Diaphthorese (vgl. Kapitel C). Was den hohen Gehalt an Apatit selbst anlangt, so scheint dieser mit dem hohen Biotitgehalt ursächlich verknüpft zu sein: Es ist ja bekannt, daß Apatite eine besondere Affinität zum Biotit besitzen.

f) Veränderungen durch die Migmatisation in den Cordierit-Sillimanitgneisen

In den Abschnitten A, 2 b—d war der normale Ablauf der Migmatisation geschildert worden, etwa wie er an einem Durchschnittsgneis aus Biotit, Plagioklas und Quarz zu studieren ist. Der Abschnitt 2 e dagegen brachte schon eine Ausnahme, die nicht mehr in das Schema paßte. In den folgenden Abschnitten dieses Kapitels soll nun noch kurz beschrieben werden, welche Einflüsse die Migmatisation auf die übrigen unter 1. aufgezählten Gesteinsvarietäten hatte. Wir beginnen mit dem Cordierit-Sillimanitgneis.

Selbst wenn wir annehmen, daß die Plagioklase und Kalifeldspäte der dichten Cordierit-Sillimanitgneise einer älteren Alkalisierung angehören, lassen sich noch genügend andere klare Hinweise auf die jüngere Migmatisation finden. Als einen solchen möchte ich in erster Linie den in 1, a schon erwähnten Lagenwechsel ansehen, dessen dunkle Partien Cordierit, Sillimanit, Granat und Spinell führen, neben wenig eventuell rekristallisiertem Quarz und Plagioklas, die hellen dagegen nur Quarz, idiomorphen Plagioklas und viel Kalifeldspat. Dem Gefüge nach sind die ersteren in sich Cordierit-Sillimanitgneise, während die letzteren von den aploiden Neosomen normaler Migmatite nicht zu unterscheiden sind. In typischer Weise schieben sie sich konkordant zwischen die „s"-Flächen der Cordierit-Sillimanitgneise ein und lösen diese schließlich in einzelne Flatschen auf. Bei besonders kräftiger Migmatisation treten auch quergreifende, gröbere, migmagranitische Schlieren auf, während die Cordierit-Sillimanitgneis-Paläosome mehr und mehr assimiliert werden.

g) Veränderungen durch die Migmatisation in den Marmorlinsen

Die zu fast 100 % aus Karbonatmineralien bestehenden Marmore bieten infolge ihrer Resistenz gegen interne silikatische Umwandlungen und Mobilisationen ein besonders interessantes Beispiel für das Studium des Migmatisationsablaufes. Läßt sich doch an ihnen exakt der Nachweis führen, daß — analog den normalen Migmatiten — konkordant eingeschaltete silikatische Neosome, welche meist als Pegmatoide entwickelt sind (Taf. 4, Fig. 2), ihren Stoffbestand keinesfalls durch Ausblutung bzw. Mobilisation aus den direkt angrenzenden Gesteinspartien bezogen haben können, wie das von Mehnert (1953 b) für die Lagen-Metatexite gefordert wird. Es handelt sich vielmehr um eine konkordante, echte Intrusion eines dem Gestein fremdartigen, silikatischen Stoffbestandes, eines Migmas, das — wo immer es auch gebildet wurde — gewandert ist und sich um die Marmorlager herum besonders reich angesammelt hat, unter gleichzeitiger Aufnahme von leichtflüchtigen Stoffen, besonders CO_2, aus dem Marmor heraus. Wir kommen also auch hier zu dem Schluß, daß bei der Migmatisation neben Mobilisationen in bedeutendem Maße Assimilationen

statthaben, die ihrem Wesen nach völlig analog sind denen an rein magmatischen Kontakten.

Schon in Abschnitt A, 1 c waren von den schon beschriebenen regionalmetamorphen Mineralbildungen der Marmore die lokalen kontaktmetamorphen abgetrennt worden, die auf die Auswirkungen des Migmas zu beziehen sind. Diese letzteren gilt es jetzt zu erfassen.

Die weitaus häufigsten Kontaktbildungen sind die sogenannten Ophicalcite, ein Gemenge bzw. eine Verwachsung von Calcit mit Forsterit bzw. Serpentin. Sie kommen außer an Kontakten, wie erwähnt, auch in „s"-parallelen Lagen mitten im Marmor vor, was auf primären Silikatanteil des Sediments, vielleicht aber auch schon auf schwache SiO_2-Infiltration durchs Migma zurückgeführt werden kann. Der Vorgang der Forsteritbildung ist jedenfalls folgender: Von dem Calcit-Dolomitgemenge des regionalmetamorphen Marmors (vgl. Abschn. A, 1 c) erleidet entsprechend Rosenbusch & Mügge (1927) und P. Ney (1957) bei Temperaturerhöhung zuerst der Dolomit thermische Dissoziation in MgO, CO_2 und restliches $CaCO_3$ (!). Das freigewordene MgO kristallisiert zuerst als Periklas, der erst bei der nachfolgenden SiO_2-Zufuhr in Forsterit umgewandelt wird. Diese Behauptung gründet sich auf die Beobachtungen an Dünnschliffen von Ophicalciten aus dem NE-Eck des Arbeitsgebietes, deren Forsterite in seltenen Fällen einen Periklaskern besitzen. Wir können also annehmen, daß unsere Ophicalcite primär Predazzite, analog denen vom Monzoni, waren. Voraussetzung für die Entstehung von Ophicalcit ist natürlich das Vorhandensein eines dolomitischen Marmors.

Ein weiteres Magnesium-Kontaktmineral ist der Phlogopit, der meist in Nestern angereichert im Marmor vorkommt. Er scheint im Gegensatz zum Forsterit späterer Entstehung zu sein, was auch seine Zusammensetzung (Gehalt an Kalium und leichtflüchtigen Gemengteilen) andeutet. Makroskopisch sind die Phlogopite als schwach bräunlich gefärbte Glimmermineralien leicht kenntlich, im Dünnschliff sind sie farblos, unterscheiden sich aber von Muskovit durch den einachsig negativen Mineralcharakter. Sie sind nicht selten mit wahrscheinlich jüngeren Chloritmineralien verwachsen, die sich infolge ihrer geringeren Doppelbrechung sowie ihres einachsig positiven Charakters deutlich vom Phlogopit abheben. Auf Grund ihrer Lichtbrechung (X des Chlorits ist ungefähr gleich Z des Phlogopits) ergibt sich unter Berücksichtigung der übrigen optischen Daten ein Leuchtenbergit, also ein optisch positives Glied der Penninreihe, das einen geringen Gehalt an Fe aufweist, wie er wohl auch schon im Phlogopit zu vermuten ist. Chlorite der beschriebenen Art finden sich auch in kalksilikatischen Kontaktgesteinen recht häufig als jüngste Mineralisationen. Wenngleich sie anderer Art sind als die der im Abschnitt C zu beschreibenden Chlorit-Albitite, muß doch mit der Möglichkeit gerechnet werden, daß sie der eigentlichen Migmatisation nicht mehr angehören, sondern bereits eine Bildung der Diaphthorese sind.

An anderen, wahrscheinlich stärker durchwärmten Kontakten kam es auch zu einer thermischen Dissoziation des Calciumkarbonats, unter Neubildung sehr mannigfaltiger Kontaktkalksilikatfelse; mannigfaltig sowohl hinsichtlich ihres Mineralbestandes als auch des Gefüges. Den verbreitetsten Typ bilden hellgraue bis schmutziggrüne, dichte Gesteine, deren Mineralbestand und Gefüge erst u. d. M. zu erkennen ist (Taf. 5, Fig. 3): Bis zu 1 cm große, xenomorphe, basische Plagioklase (70 % An) sind eng miteinander verzahnt und umschließen ein unregelmäßig verteiltes Haufwerk von kleineren, ± idiomorphen Diopsiden (Taf. 5, Fig. 3, rechte Hälfte); Quarz fehlt hier, kann aber manchmal in lappigen Individuen auftreten. Eine hellere

Abart dieses Gesteins wurde im Wimhofer Bruch direkt im Kontakt mit Pegmatoid gefunden. Die Bestimmung seiner Pyroxene ergab reinen Diopsid mit $2V_Z = 56°$ und $c/Z = 39°$. Dieser wird jedoch in vielen Fällen umhüllt von ganz blaß bräunlichem Amphibol mit $2V_X = 79°$, $c/Z = 15°$ und schwachem Pleochroismus $X < Z$; es handelt sich um Aktinolith mit mittlerem Fe-Gehalt. Er entwickelt um häufig eingeschlossene Titanite herum kräftige pleochroitische Höfe. Letzteres Mineral kommt in ± idiomorpher Ausbildung (Briefkuvertform) allenthalben im Gestein vor. — Ebenfalls im Bruch Wimhof finden sich Lesestücke eines eigenartigen weißen Gesteins, das man im ersten Moment mit zum Marmor rechnen möchte. Es enthält dunkelgrüne, glasglänzende Butzen, die sich u. d. M. durch ihre Isotropie sowie schwach angedeutete Spaltrisse als Spinelle zu erkennen geben. Die weiße Grundmasse besteht quantitativ aus Diopsiden, die als Einschlüsse etwas Apatit enthalten, als Relikt des metasomatisch ersetzten Marmors. — Wieder ein anderes Wimhofer Kontaktgestein enthält größere Nester eines ebenfalls dunkelgrünen, aber stumpf glänzenden Minerals mit ausgezeichneter Spaltbarkeit. Hier liegt ein optisch positiver, u. d. M. farbloser Amphibol vor mit $2V_Z$ etwa 70° (Durchschnitt aus 6 Messungen), $c/Z = 26°$ und $Z - X = 0{,}019$. Es kann sich nur um die „lauchgrünen" Pargasite handeln, die von Müllbauer (1930) angegeben werden. Sie werden — wie auch die ebenfalls vorhandenen Diopside — von jüngeren, höher doppelbrechenden, farblosen Amphibolen umgeben bzw. orientiert umwachsen oder von Spaltrissen aus verdrängt. Die optischen Daten ($2V_X = 85°$, $c/Z = 16°$) sprechen wiederum für ein Glied der Aktinolithreihe, und zwar für den Fe-ärmeren Grammatit (= Tremolit Müllbauer's). Außer Titanit kommen als Einschlüsse in Pargasiten kleine, meist säulig ausgebildete Durchschnitte eines farblosen, höher lichtbrechenden, isotropen, nur in schmalen Anwachszonen schwach doppelbrechenden Minerals vor, das leicht schmutziggrüne pleochroitische Höfe im Pargasit erzeugt. Die Auslöschungsschiefe der doppelbrechenden Zonen beträgt rund 45°. Da die Isotropie sicherlich sekundär durch Eigenstrahlung erworben wurde, ist es praktisch unmöglich, die ursprünglichen optischen Eigenschaften und damit das Mineral zu charakterisieren. Von den vielen radioaktiven Mineralien, die bekannt sind, könnte — nach Farbe, Lichtbrechung und Morphologie zu schließen — Wöhlerit vorliegen. Andere Teile des nämlichen Gesteins werden von makroskopisch erkennbaren grünlichen Hellglimmeraggregaten durchzogen, deren einzelne Blättchen, wie der Dünnschliff zeigt, aufsprossen in einer eigenartigen, leicht bräunlichen, höher lichtbrechenden Grundmasse, die in sich wirre, seltener radialstrahlige (Auslöschung ± gerade, Hauptzone vorwiegend positiv, manchmal jedoch auch negativ) Aggregate aus nicht gegeneinander abgrenzbaren Körnern darstellt. Wahrscheinlich sind diese Aggregate bereits Pseudomorphosen nach einem älteren unbekannten Mineral. Sie kommen nicht selten auch als Einschlüsse in Pargasiten vor. Die Doppelbrechung entspricht etwa der von Quarz, scharfe Auslöschung tritt nie ein, die Interferenzfarben sind leicht anomal. Drehtischvermessungen sind aus letzteren Gründen unmöglich, konoskopische Beobachtungen machen Zweiachsigkeit wahrscheinlich. Von den bei Müllbauer angeführten Mineralien käme Vesuvian in Frage, wofür auch die gerade Auslöschung spräche. Ist jedoch die Zweiachsigkeit zutreffend, so könnte es sich um Axinite handeln, deren optische Eigenschaften in vieler Beziehung ähnlich sind. Gegen Lotrit spricht das Auftreten negativen Zonencharakters.

Im allgemeinen ist der Kontakt der Kalksilikatgesteine gegen die Pegmatoide und Migmagranite ziemlich scharf, doch gibt es Ausnahmen insofern, als sich ausgesprochen kalksilikatische Migmagranite finden mit Diopsiden, Pargasiten und basischen Plagioklasen, die stark antiperthitisch sind, neben sauerem Plagioklas, Biotit, Kalifeldspat und Quarz. Sicherlich hat das Migma hier Teile des Marmors assimiliert oder — anders

ausgedrückt — metasomatisch ersetzt, über Kalksilikatfelse als Zwischenprodukte hinweg.

Die Granitoide selbst sind von Müllbauer (1930) als Pegmatite eingehend mineralogisch beschrieben worden. Ich möchte hier nur noch einige Beobachtungen hinzufügen, die mir petrographisch interessant erscheinen. So fiel mir z. B. ein Migmagranit auf, dessen dunkle Gemengteile nur schön idiomorphe Pinitsäulen waren. Frische Cordierite sind auch hier nirgends erhalten. Die hellen Partien des Gesteins zeigten schon makroskopisch die eigenartigen Hieroglyphen der schriftgranitischen Quarz-Feldspatverwachsungen. Im Schliff zeigte sich aber überraschenderweise, daß es sich bei letzteren um einen für unser Gebiet völlig abweichenden Typ handelte. Die Feldspäte waren nämlich weitaus überwiegend Albite, aufs stärkste in sich verzwillingt (sog. Schachbrettalbite), die wahrscheinlich einen primär häufiger vertretenen Kalifeldspat bis auf wenige, extrem perthitische Individuen verdrängt haben. Für noch jünger als die Albite halte ich die Schriftquarze, denn sie benützen des öfteren Korngrenzen der fertigen Albite (ausführlicher beschrieben in Schreyer 1958).

Der beschriebene Migmagranit weicht infolge seiner niedrig temperierten Mineralfazies von allen anderen Gesteinen dieser Art ab, und es ist klar, daß bei ihm eine sekundäre Umbildung nach Art einer Diaphthorese eingetreten ist. Im gleichen Sinne sind die allenthalben in den Wimhofer Pegmatoiden auftretenden Chlorite zu werten, die sehr häufig auch noch die pseudohexagonale Kristallform der ehemaligen Biotite besitzen. Sie sind in den allermeisten Fällen optisch positiv bei kleinem Achsenwinkel oder Einachsigkeit, entsprechen also den Leuchtenbergiten der Marmore (s. o.); sie zeigen leicht bräunlich-grüne Interferenzanomalien und keinen Pleochroismus, ihre Farbe im Dünnschliff ist ganz blaß grünlich. — An einer Stelle ist ein derartiger Chlorit in bemerkenswerter Weise mit Feldspat verwachsen: In einem sehr groben Pegmatoid liegt eine ovale Knolle aus Chlorit mit rund 5 cm ⌀. Ihre Grenze gegen Feldspat ist keineswegs scharf, sondern dieser reicht, den (001)-Spaltrissen des Chlorits folgend, bis in den Kern der Knolle hinein, so daß ein vielhundertfältiger Wechsel Chlorit—Feldspat—Chlorit usw. entsteht, der besonders im Schliff deutlich erkennbar ist. Der Feldspat ist wiederum fast durchweg Albit, und zwar zeigen die größeren Individuen ebenfalls die typische schachbrettähnliche Musterung, so daß auch hier eine jüngere Albitisierung auf Kosten ehemaliger Kalifeldspäte wahrscheinlich ist. Letztere sind auch noch stellenweise erhalten als wolkige Kerne in größeren Albitindividuen gleicher Orientierung. Es ist somit wahrscheinlich, daß auch Kalifeldspat bereits in geringerem Umfang im Chlorit- bzw. dem damaligen Biotitnest vorhanden war. Die Haupteinwanderung aber erfolgte sicherlich erst durch den Albit, der den Chlorit regelrecht entlang (001) aufblättert, die Chloritlagen selbst in wurzellose Schmitzen auflöst und schließlich sogar teilweise verdrängt. Dabei bilden die Albite zwischen den Chloritblättern primär ein äußerst feinkörniges Gefüge aus verschieden orientierten, rundlichen Einzelkristallen, das jedoch im späteren Verlauf einer allmählichen Sammelkristallisation unterlegen ist. Das Gestein zeigt in seinem heutigen Zustand alle Stadien dieser Entwicklung, die letzten Endes zu großen Einkristallen aus Albit führt, deren Albitlamellen, also (010)-Flächen, genau parallel liegen zum (001) des Chlorits! Diese Induktionswirkung des Chlorits auf die Orientierung des jüngeren Albits ist sehr überraschend und meines Wissens noch nicht beschrieben worden. Die gesamte Knolle besteht aus mehreren verschieden orientierten Chloriten mit ihren zugeordneten Albiteinkristallen, welche an ihren Korngrenzen sich aufs engste miteinander verzahnen bzw. einander durchwachsen.

Wir stehen nun vor der Frage: Wie haben wir diese allgemeine Chloritisierung, Albitisierung und auch Verquarzung im Wimhofer Bruch, die in ihrer Art für die

Marmorlager und die Pegmatoide einmalig sind, altersmäßig einzustufen? Sicher ist, daß es sich um Umbildungen handelt, die jünger sind als die eigentliche Migmatisation. Die erreichte Mineralfazies stimmt überein mit derjenigen der im Abschnitt C zu beschreibenden Chlorit-Albitite, welche im wesentlichen auf eine postgranitisch eingetretene Diaphthorese entlang saxonischer Störungslinien zurückgeht. Es liegt nahe, auch für die Wimhofer Diaphthorese ein solches Alter anzunehmen. Doch konnte Verf. nirgends in den normalen Chlorit-Albititen Spuren einer postalbitischen, schriftgranitischen Verquarzung beobachten oder auch orientierte Chlorit-Albit-Verwachsungen. Ferner unterscheiden sich die Chlorite der postgranitischen Diaphthorite optisch deutlich von den Wimhofer Leuchtenbergiten. Ich möchte daher die Wimhofer Diaphthorese unter Umständen für älter halten, möglicherweise für eine Umwandlung durch hydrothermale Restlösungen der Migmatisation. Wie aus dem geologischen Kartenbild (Taf. 10) hervorgeht, wird die Wimhofer Marmorlinse von einem etwa 200 m breiten, jüngeren Granitgang in zwei ± gleiche Teile zerschnitten. Der berühmte Wimhofer Bruch sitzt nur in der westlichen Hälfte, während der Ostteil der Linse nur mangelhaft und die beiden Kontakte des Granits gegen den Marmor überhaupt nicht erschlossen sind. Obwohl die Kontakte der jüngeren Granite gegen das Altkristallin durchweg scharf und Kontaktwirkungen äußerst gering oder überhaupt nicht nachweisbar sind, wäre es immerhin nicht ganz ausgeschlossen, daß auch vom Granit ausgehende hydrothermale Restlösungen die Diaphthorese im Marmor bewirkt haben.

In dem Tälchen südwestlich Hausbach finden sich im Wald, etwa 500 m genau südlich des Marmorbruches, also kurz vor der Südgrenze des Kristallins gegen die Jurascholle, ein paar Blöcke von Marmor, welcher eine skarnartige Vererzung aufweist. Der Mineralbestand umfaßt neben Calcit sehr viel Phlogopit sowie farblose Spinelle, kenntlich an rechtwinkligen Spaltrissen. Das häufigste Erz ist Magnetkies, seltener tritt Pyrit auf, während Magnetit fast fehlt. Weiterer Opakbestandteil ist Graphit, nicht selten mit Phlogopit parallel (001) verwachsen. Der Graphit wie auch die Erze sind jünger als alle anderen Gemengteile und füllen vorwiegend Zwickel zwischen denselben. Es ist bezeichnend, daß dieser Marmor in allernächster Nähe der Magnetitgneise (siehe A, 1 h) vorkommt, deren Erzinhalt, wie wir feststellten (siehe A, 2 c), ja auch in Migmagraniten vorkommt, also mobilisiert worden ist. Im Falle der beschriebenen Magnetkiesvererzung hat sich Schwefel zu den Mobilisaten gesellt, der nach Ansicht Wimmenauer's (1951) eine Zufuhr während der Anatexis (Migmatisation) darstellt.

h) Veränderungen durch die Migmatisation in den Kalksilikatfelsen

In den primären Kalksilikatfelsen (siehe A, 1 d), die auf eine sedimentäre Anlage zurückgehen, wirkte sich die Migmatisation in ähnlicher Weise aus wie in den durch die Migmatisation selbst erzeugten sekundären Kalksilikatfelsen in einem späten Stadium. Das heißt, die Diopside werden — besonders in randlichen Partien der Linsen — teilweise bis vollständig in Amphibole der Aktinolitreihe umgewandelt. Es treten sowohl farblose, reine Grammatite ($2V_X = 85°$, $c/Z = 16°$) als auch blaß schmutzig-grüne, pleochroitische ($X < Y < Z$) Aktinolithe ($2V_X = 81°$, $c/Z = 15°$) auf. Es bleibt also im großen und ganzen der Chemismus der Mafite (Diopside, Salite) weitgehend erhalten; neu ist hier nur H_2O (durch das Migma) zugeführt worden. Daneben kommen, meist in noch weiter peripher gelegenen Partien auch

schon Biotite vor, so daß ein ± allmählicher Übergang nach Art eines Assimilationskontaktes entsteht (Hentschel 1943). Ein kalksilikatisches Gestein NW vom Winklhof war schon makroskopisch von hellen „granitoiden" Schlieren durchzogen; sie gaben sich u. d. M. als Bytownite (80 % An) zu erkennen, die aber voll waren von amöboiden Quarzen und winzigen Antiperthittäfelchen. Besonders letztere sehe ich als Hinweis auf Migmatisation an, doch sind sehr wahrscheinlich auch die Bytownite rekristallisiert, denn das Gefüge ist völlig regellos, der so typische Zeilenbau der primären Kalksilikatfelse (Taf. 2, Fig. 2) fehlt vollkommen! Als Mafite kommen neben wenig Biotit Diopside vor, die stellenweise von Grammatit umsäumt werden. Daneben gibt es aber auch kräftig braune Hornblenden, die interessanterweise völlig analog sind denen aus den Amphiboliten (A, 1 e), und zwar auch in ihren optischen Konstanten ($2\,V_X = 78°$, $c/Z = 14°$, Doppelbrechung 0,21). Was das Alter dieser Hornblenden anlangt, so kann mit Sicherheit nur gesagt werden, daß sie älter sind als Grammatit, von dem sie teilweise umsäumt werden. Die Beziehungen zum Diopsid hingegen sind unklar; wahrscheinlich sind beide ± gleich alt. Das würde aber andererseits bedeuten, daß beide Mineralien schon prämigmatisch vorgelegen haben. Ich möchte daher als Ausgangsmaterial dieses Gesteins einen Übergangstypus zwischen Kalksilikatfels und Amphibolit annehmen.

i) Veränderungen durch die Migmatisation in den Hornblendegneisen

Während die Amphibolite (A, 1 e) wahrscheinlich keinerlei Einflüssen der Migmatisation ausgesetzt waren, sind die Wirkungen auf die Hornblendegneise um so offenkundiger. Das geht soweit, daß ihr heutiger Mineralbestand wie auch ihr Gefüge, wie schon erwähnt (A, 1 f), im wesentlichen durch die Migmatisation geschaffen sind: Sie bilden in typischer Weise Migmatite mit wohl unterscheidbaren Paläo- und Neosomen und bei weitergehender Mobilisation strukturlos-massige Migmagranite aus, die sich von den normalen Migmagesteinen lediglich durch ihren Gehalt an grünen Hornblenden unterscheiden. Diese sind selbst während der Migmatisation unter Alkalizufuhr aus andersartigen Amphibolen entstanden. — Es treten auch mächtigere helle, aploide Migmagranite auf, die nur untergeordnet Hornblende und Biotit führen. Das weitaus häufigste Mineral dieses Gesteins ist ein Oligoklas-Andesin mit rund 33 % An, der meist schön idiomorphe Kristalle ausbildet. Diese sind Parallelepipede aus den Flächen (100), (010) und (001), von denen jede als größte Kristallfläche fungieren kann. Sie schwimmen in einer jüngeren, zwickelfüllenden Grundmasse von großflächig gleich orientiertem Quarz. An anderen Stellen übernimmt ebenfalls jüngerer Kalifeldspat die Funktion des Quarzes, unter gleichzeitiger Korrosion der Plagioklase.

k) Veränderungen durch die Migmatisation in den Granatmetaapliten

Die schon primär sauren und massigen Granatmetaaplite sind wohl diejenigen Gesteine des Arbeitsgebietes, welche am empfindlichsten auf die Migmatisationsvorgänge reagierten. Allerdings sind die Auswirkungen rein makroskopisch nicht so deutlich wie etwa bei einem Biotitgneis, denn es konnte ja zu keiner Differenzierung in helle und dunkle Anteile kommen, da ja das Gestein primär schon fast nur aus

hellen Mineralien zusammengesetzt war. So sind die mobilisierten Anteile der Metaaplite von den nicht mobilisierten, wenn es solche überhaupt gibt, nur unscharf oder gar nicht abzutrennen. Daß Mobilisationen wirklich auftreten, beweist uns die Tatsache, daß das hier und da schwach angedeutete regionale „s" von quergreifenden granitoiden Schlieren durchschnitten wird, die ihrerseits ganz allmählich übergehen in die nicht so stark mobilisierten Partien des Metaaplits. Doch läßt sich, wie schon gesagt, letzteres kaum exakt festlegen. Wir können vielleicht sagen: Die den Gneisen zwischengeschalteten Metaaplitlinsen sind während der Migmatisation als Gesamtheit mobilisiert worden, doch schwankt die Weglänge der Mobilisationen vom Bereich mehrerer Meter bis hinab zum Millimeterbereich, so daß manchmal das regionale „s" noch „nebulitisch" erhalten bleibt. Jedenfalls ist das Gefüge sämtlicher Metaaplite, auch solcher Nebulite, durchaus migmagranitisch. Nur der reliktische, aber sehr charakteristische Granatgehalt sowie das Auftreten in Komplexen von vielen Metern Durchmesser gestatten eine einwandfreie Diagnose dieser Gesteine. Der Eindruck Migmagranit wird besonders dadurch noch unterstrichen, daß unsere Gesteine fast immer etwas Biotit, manchmal „s"-parallel geregelt, enthalten. Dieser Biotit ist wohl eine migmatische Neubildung unter H_2O-Zufuhr, sehr wahrscheinlich — im Schliff ist das nicht exakt zu beweisen — auf Kosten von Granat, denn es finden sich viele Stellen im Arbeitsgebiet, an denen die granatführenden Metaaplite direkt übergehen in nur mehr biotitführende, saure Migmagranite. Andere stark mobilisierte Metaaplite enthalten auch größere Butzen und Tropfen von Cordierit, wobei um diese Butzen herum eine deutliche Verarmung an Biotit festzustellen ist. Obwohl Cordierit auch manchmal in Metaapliten der nördlichen Oberpfalz vorkommt, ist wahrscheinlich unserer doch migmatischer Entstehung; er vertritt vielleicht den Biotit bei Mangel an H_2O. Nur in einem Falle konnte Verf. beobachten, daß ein Cordierit einen Granatkern besaß; im allgemeinen tritt er vollkommen unabhängig von Granat auf, obwohl man ihn natürlich stofflich auf denselben zurückführen muß, wenn man keine Basenzufuhr annehmen will. Ob ein solcher Cordieritgehalt einen Vergleich mit den Cordierit-Fleckenaploiden der Oberpfalz (Forster 1955) gestattet, bleibt vorerst dahingestellt.

Der Bestand an felsischen Mineralien eines relativ wenig mobilisierten Metaaplits zeichnet sich aus durch Vormacht von Kalifeldspat und Quarz, was wohl primärer Natur ist. Die Schliff-Integration ergibt folgenden quantitativen Mineralbestand (gem. Vol.-%):

Kalifeldspat (Mikroklin)	41,3
Plagioklas (rund 20 % An)	23,3
Quarz	34,2
Granat	0,8
Biotit	0,3
Sa.:	99,9

Man könnte also annehmen, daß der Kalifeldspat wenigstens teilweise einer älteren, prämigmatischen Generation angehört. Das ist jedoch keineswegs der Fall. Das Gefügebild des Gesteins (Taf. 5, Fig. 1) zeigt, daß der Kalifeldspat auch hier durchweg der jüngste Gemengteil ist, was ja ein Typusmerkmal sämtlicher migmatischer Gesteine ist (Schreyer 1958). Es stimmen auch sonst alle Eigenschaften des Quarz-Feldspatgefüges mit denen der migmatischen Gesteine überein (Myrmekite usw.). Besonders auffällig sind die Plagioklase, denn sie sind geradezu extrem antiperthitisch (Schreyer 1958, Abb. 10).

Im unteren Teil der Figur 1, Tafel 5 sieht man einen großflächigen Quarz in Hellstellung, der bereits einem der quergreifenden Migmagranite angehört, von denen oben die Rede war. Es zeigt sich, daß er einen Kalifeldspat des weniger mobilisierten Metaaplits umschließt; doch überrascht uns das nicht weiter, weil ja ein Verqueren des „s" des Metaaplits sowieso niedrigeres Alter des Migmagranits voraussetzt. Der quantitative Bestand dieses Mobilisats ist (gem. Vol.-%):

Kalifeldspat	41,0
Plagioklas	12,8
Quarz	37,5
Biotit	8,7
Sa.:	100,0

Der Biotitgehalt ist gegenüber den wahren Verhältnissen bei weitem zu hoch, weil der Schliff unglücklicherweise gerade zwei der an sich seltenen Biotitbutzen enthält. Granat fehlt ausnahmsweise. Dagegen fällt im Vergleich zu anderen Migmagraniten (s. A, 2 c) das starke Vorwiegen des Kalifeldspats gegenüber Plagioklas auf, was wohl sicher mit dem Kalireichtum des prämigmatischen Ausgangsgesteins zusammenhängt. Wir können zusammenfassend feststellen: Die Mobilisate (Migmagranite) der Metaaplite sind gegenüber den normalen Gneis-Mobilisaten im allgemeinen ärmer an Plagioklas und reicher an Quarz und Kalifeldspat.

l) Veränderungen durch die Migmatisation in den Magnetitgneisen

Ähnliches wie für die Metaaplite gilt auch für die Magnetitgneise, wie schon in A, 1 h hervorgehoben wurde. Ihr gesamter Mineralbestand wurde während der Migmatisation mobilisiert, einschließlich des Magnetits, der sich in den umgebenden Migmagraniten als einziger dunkler Gemengteil wiederfindet (A, 2 c) und in abgewandelter Form sogar in Kontaktskarnen des benachbarten Marmors (A, 2 g). Obwohl das Quarz-Feldspatgefüge relativ kleinkörnig ist (größter Korn-ϕ ist etwa 1 mm), stimmt es in Art und Altersfolge mit dem der übrigen migmatischen Gesteine vollkommen überein.

m) Ergebnisse

Die in diesem Kapitel zusammengefaßten Gesteinsbeschreibungen führen zu folgendem allgemeinem Ergebnis:

Die durch die Migmatisation samt all ihren Begleiterscheinungen neu geschaffenen Gesteinstypen sind in ihrer Eigenart nur verständlich und erklärbar, wenn man ihre Genese auf das Zusammenwirken zweier Faktoren zurückführt: auf die Mobilisation vorhandenen Stoffbestandes einerseits und auf eine von außerhalb erfolgte Zufuhr (Alumokieselsäure, Alkalien) andererseits. Für eine solche Zufuhr spricht letzten Endes auch die in den letzten Abschnitten immer wieder beschriebene Beobachtung einer Alkalisierung von vorher mehr femischen Beständen. Unter diesen Umständen verschwimmen die Begriffe Mobilisation und Assimilation.

Die mit der Migmatisation verbundene spätorogene Granitisation kann nach den wiedergegebenen Beobachtungen (quergreifende Migmagranite auf Scherzonen, Agma-

tite, postorogene Migmagranite, Pegmatoide) keinesfalls im Trockenen durch Ionendiffusion vor sich gegangen sein, wie Perrin & Roubault (1939) oder G. Oertel (1955) das für manche Granite fordern. Es handelt sich vielmehr um eine Granitisation mit Entstehung und unter Mitwirkung einer fluiden Phase.

Es ist bis jetzt noch nicht geklärt, welche Verbreitung die Migmatisation im südlichen Moldanubikum besitzt. Wahrscheinlich entsprechen die Gneisgranite von Cloos (1927), der Flasergranit Horninger's (1935) und der Weinsberger Granit Köhler's (1950) unseren Migmagraniten. Im Schwarzwald ist der Wirkungsbereich der Anatexis II auf den engeren Hochschwarzwald beschränkt. Es wäre meiner Meinung nach dort und vielleicht auch bei uns nicht unmöglich, daß die Migmatisation und ihre „Front" (Wegmann 1935) nur Vorläufer eines noch tiefer steckengebliebenen synorogenen Granitplutons darstellen. Interessant wäre in diesem Zusammenhang auch die äußere Form des ganzen Migmatisationsraumes, nachdem gerade in neuester Zeit von Haller (1956) auf Grönland die eigenartigsten Umgrenzungen (z. B. Migmatitpilze) festgestellt wurden. Man kann sich meiner Meinung nach nur schwer vorstellen, daß solche absurden Grenzlinien einen lediglich thermisch beeinflußten Raum umgeben; viel plausibler erscheint doch in solchen Fällen eine wirkliche Zufuhr von Teilen eines tiefer liegenden Schmelzflusses in diesen Raum hinein. Die andere Möglichkeit wäre natürlich die einer regelrechten „Intrusion" des Migmatits als solchem, also von Paläosom und Neosom, in das obere Stockwerk hinein, wie das von Diapiren in der Satztektonik bekannt ist. Für unser Gebiet erschiene ein solcher Diapirismus (Wegmann) insofern etwas unwahrscheinlich, als — wie wir sehen werden (s. A, 3) — die Gneisrelikte der Metamorphose I ihr ursprüngliches Achsenstreichen innerhalb der Migmatite noch erstaunlich gut erhalten haben.

Verf. möchte also die Erscheinungen der Migmatisation und Granitisation ansehen als ein Wechselspiel, das sich an der Unterkante der festen Erdrinde (örtliche Einstülpungen derselben eingeschlossen) abspielt zwischen den tiefsten Rindenteilen selbst und einem unterlagernden schmelzflüssigen Teil des Sials: Die durch seine Nähe bedingte Temperaturerhöhung und Zufuhren aus ihm selbst verursachen in den noch festen, höher gelegenen Metamorphiten teilweise bis vollständige Mobilisation des Stoffbestandes, Vermischung mit den zugeführten Beständen und Bildung eines palingenen granitischen Magmas, das letztlich diesem sialischen Schmelzfluß einverleibt wird. Migmatisation und Granitisation werden begünstigt durch gleichzeitige orogene Durchbewegung der Gesteine, die im späteren Verlauf mehr und mehr eine Verformung im plastischen Bereiche darstellt. Die Durchwärmung überdauert die Verformung.

Es sei mir gestattet, an dieser Stelle nochmals auf das Problem der Cordierit-Sillimanitgneise zurückzukommen und auf ihre Stellung zur Migmatisation. Wenn wir es für möglich halten, daß die Metamorphose II in frühen Phasen ebenfalls Cordierit-Sillimanitgneise geschaffen hat, ist die Frage nach einem solchen Zusammenhang ja gar nicht so abwegig. Ich möchte dabei ausgehen von der Arbeit von Voll (1955), der äußerst interessante Parallelen in der Entwicklung der moldanubischen Cordierit-Sillimanitgneise mit kontaktmetamorphen Gneisen aus der Umrahmung eines variscischen Granitplutons der Oberpfalz aufzeigen konnte. In der Kontaktaureole dieses Plutons folgen auf eine cordierit-, sillimanit- und andalusitreiche Außenzone zum Granit hin immer feldspat- und damit alkalireichere Zonen. Wenn wir dieses Modell einer Kontaktmetamorphose auf die Regionalmetamorphose übertragen, wird das Magma des Plutons zum sialischen Schmelzfluß mit seinem Dach aus Kristallinen Schiefern. Diese werden also um so alkalireicher (= stärker granitisiert = höher migmatisch) sein, je näher sie diesem Schmelzfluß sind, mit anderen Worten, je tiefer sie liegen.

Die Cordierit-Sillimanitgneise sind dagegen in einem höheren Niveau der Kruste zu suchen und sind, wie wir das auch immer getan haben, nicht etwa als „basische Front" (Eskola 1914, Reynolds 1947) aufzufassen, sondern als Zone der Alkaliabfuhr unter relativer Anreicherung der Basen. Wo aber gehen nun diese Alkalien hin? Daß sie in die Tiefe sinken und die Alkalien des Sials vermehren, erscheint kaum denkbar; also müßten sie nach oben abziehen, bei Hebung des gesamten Orogens eine teilweise Realkalisierung früher gebildeter Cordierit-Sillimanitgneise bewirkend, wie wir das im Abschnitt A, 1 b schon vermutet haben. Was geschieht aber bei Senkung des Orogens? Es wird auch hier eine Alkalisierung des Cordierit-Sillimanitgneises erfolgen, weil er ja immer mehr in den Wirkungsbereich des flüssigen Sials mit seiner Migmatisation und Granitisation kommt. Die nach oben abziehenden Alkalien der jetzt höher liegenden Cordierit-Sillimanit-Zone müßten dann auf Gesteine treffen, deren Alkalihaushalt noch relativ ungestört ist. So könnten eventuell die kräftigen Alkalisierungen (insbesondere Na-Metasomatosen) erklärt werden, die wir z. B. in der Münchberger Gneismasse (Bauberger 1957) antreffen.

Eine andere Auffassung, die der eben vorgetragenen jedoch recht verwandt ist, wäre die, daß die Bildung der Cordierit-Sillimanitgneise mit ihrer subtraktiven Gesteinsumwandlung nur am Anfang der Kontakt- bzw. Regionalmetamorphose stattfindet und einer rein thermischen Beeinflussung (Hornfelsbildung) durch den unterlagernden Schmelzfluß entspricht. Erst im späteren Verlauf der Erstarrung bzw. Migmatisation würden Alkalien frei werden, die die älteren Cordierit-Sillimanitgneise in mehr oder weniger breitem Gürtel alkalisieren können. Es müßte unter diesem Gesichtspunkt also die „Zone" der Cordierit-Sillimanitgneise beim Aufsteigen der Alkalisierungsfront, „stratigraphisch" gesehen, nicht weiter nach oben wandern.

3. Die Tektonik des Altkristallins

Da eine alpinotype Gebirgsbildung in tieferen Zonen der Erdkruste im allgemeinen mit einer intensiven Durchbewegung sowie Rekristallisation des Korngefüges der beteiligten Gesteine verknüpft ist und diese Rekristallisation in vielen Fällen eine statistische Regelung der neu entstandenen Mineralphasen im Raum abbildet, sind wir bei den so entstandenen Kristallinen Schiefern in der glücklichen Lage, den Plan der ehemals wirksamen Tektonik bis in den Dünnschliffbereich hinein abgebildet zu finden. Doch auch makroskopisch läßt sich das Regelungsgefüge meist schon recht gut erkennen, sei es an „s"-Flächen, die um B-Achsen herum ± kräftig verfaltet sind, oder an linearen Elementen auf den „s"-Flächen, die meist mit den Fältelungsachsen konform liegen und so deren Spur abbilden.

Im Vilshofener Bereich finden sich tektonische Elemente dieser Art in großer Zahl. Abbildung 5 gibt die Ergebnisse meiner Messungen in übersichtlicher Form wieder. Dabei zeigt sich, daß das vorherrschende Streichen sowohl der B-Achsen als auch der „s"-Flächen etwa Ost—West mit leichter Neigung zu einer flach herzynischen (WNW—ESE-)Richtung verläuft. Die B-Achsen liegen vorwiegend horizontal oder tauchen unter kleinen Winkeln nach Westen ab. Daneben zeigen sich aber auch an mehreren Stellen ganz eindeutig B-Achsen und „s"-Flächen, deren Streichen mehr nordsüdlich verläuft. Dabei ist es möglich, daß auf einer E—W-streichenden „s"-Fläche die Spur

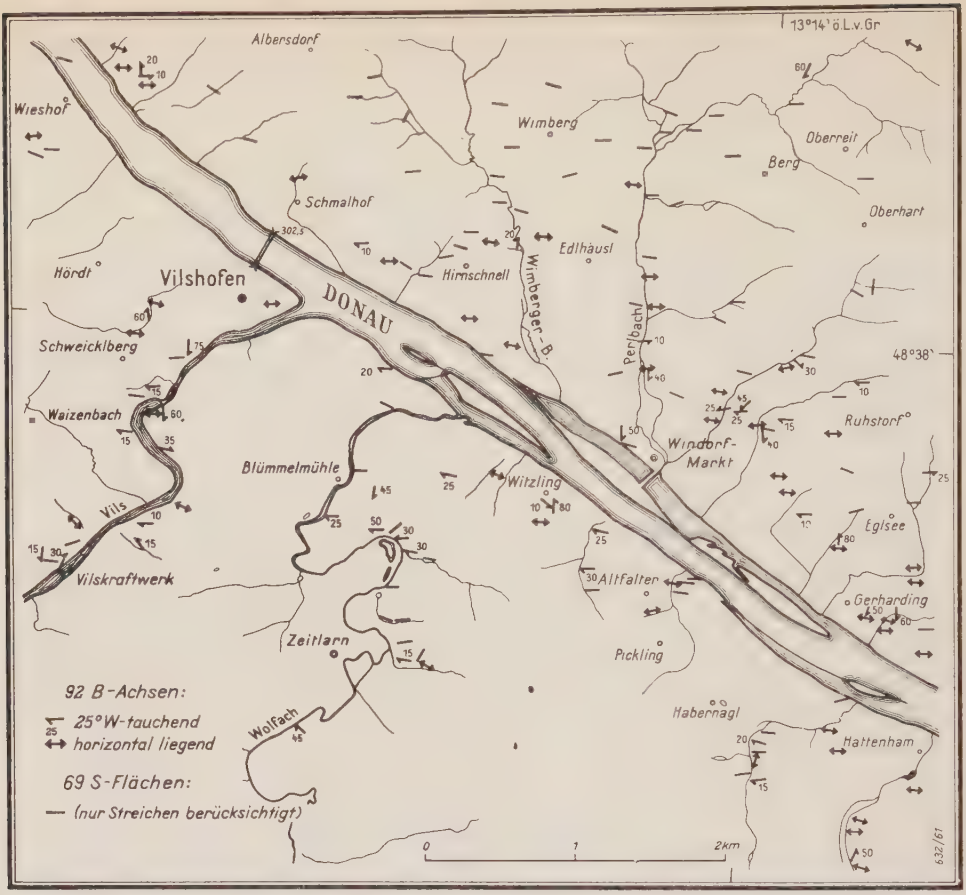


Abb. 5. Tektonische Karte des Altkristallins mit eingetragenen B-Achsen und „s"-Flächen. Wegen der starken Fältelung der „s"-Flächen wurde nur deren Streichen berücksichtigt.

einer N—S-streichenden und je nach Einfallen der „s"-Fläche mehr oder weniger steil nach Nord oder Süd abtauchenden B-Achse sichtbar ist. Auch Fältelungsachsen schmaler neosomatischer Bänder können diese N—S-Richtung aufweisen.

Sämtliche gemessenen „s"-Flächen und B-Achsen, das sind mehr als auf Abbildung 5 infolge Raummangels wiedergegeben werden konnten, wurden in die untere Hälfte der Lagenkugel eingezeichnet und durch Auszählung diagrammatisch dargestellt. Abbildung 6 gibt das B-Achsensammeldiagramm wieder: Es hat ein deutliches Hauptmaximum bei einem Streichen von 90°, welches auch das bevorzugte Westtauchen widerspiegelt. Ein Nebenmaximum liegt bei 105°, wiederum bezogen auf flach westliches Tauchen; doch zieht sich die Streuung der Werte des Streichens bei allmählicher Abnahme der Häufigkeit in herzynischer Richtung noch bis etwa 140° und in erzgebirgischer Richtung bis 65° hin. Den Mittelraum der Lagenkugel nehmen mehrere Teilmaxima ein, die durch die steilen N—S-Achsen bedingt sind. Es folgt daraus ein überwiegendes Abtauchen dieser Achsen in südlicher Richtung. Übergänge dieser

zwei verschiedenen B-Achsenrichtungen sind nur im südwestlichen Quadranten schwach angedeutet.

Ein analoges Bild gibt das „s"-Flächensammeldiagramm, Abbildung 7. Da hier natürlich jeweils die Flächenpole zur Darstellung kamen, liegen die Maxima um 90° verdreht. Wiederum ergibt sich das Hauptmaximum bei genauem E—W-Streichen und steilem Fallen, ein Nebenmaximum folgt bei gleichem Fallen und 105° Streichen. Die Streuung der Werte des Streichens reicht auch hier in her-

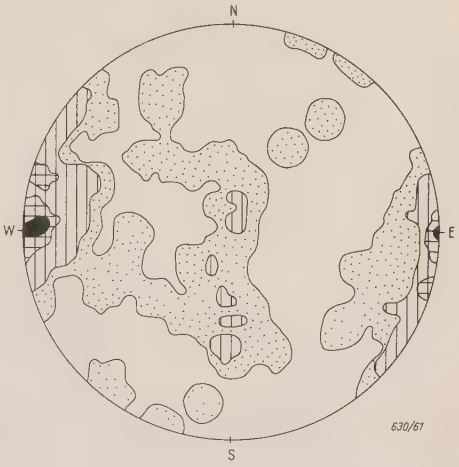


Abb. 6. B-Achsensammeldiagramm aus 125 Messungen.
Belegungsdichte in %: 0—2 punktiert; 2—10 senkrecht schraffiert; 10—15 kreuzschraffiert; 15—20 schwarz.

zynischer Richtung bis rund 135°, in erzgebirgischer dagegen nur bis 65°. Die meisten „s"-Flächen stehen steil; mit Abnahme des Fallwinkels ist auch eine Abnahme der Häufigkeit verbunden. Weniger als 2 % aller Flächen liegen etwa horizontal. Ein Überwiegen einer Fallrichtung, d. h. nach Nord oder Süd, besteht nicht. Die flach liegenden „s"-Flächen in der Mitte der Lagenkugel treffen sich zugleich mit denen, die dem Plane der N—S-Achsen beigeordnet sind und etwa N—S streichen, bei mehr oder weniger flachem Fallen. So zeigt also das Diagramm zwei sich im

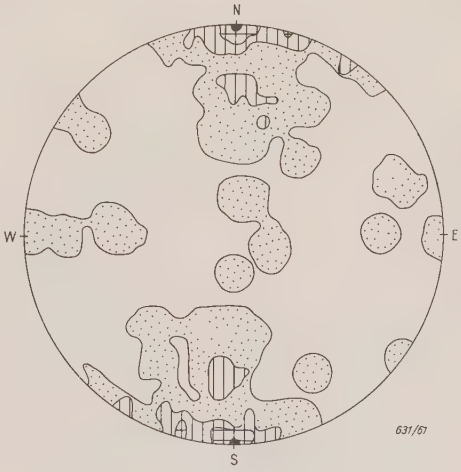


Abb. 7. Sammeldiagramm aus 103 „s"-Flächen.
Belegungsdichte in %: 0—4 punktiert; 4—10 senkrecht schraffiert; 10—18 kreuzschraffiert; > 18 schwarz.

Zentrum schneidende „s"-Flächengürtel, wobei der eine ein sehr großes Überwiegen in der Besetzungsdichte gegenüber dem anderen zeigt.

Es folgen aus diesen Ergebnissen heraus zwei Haupt-B-Achsen, deren Streichrichtungen, wenn man jeweils die Maxima ins Auge faßt, ungefähr senkrecht auf-

einander stehen. Diese Tatsache legt den Schluß nahe, daß wir den Fall eines Sander-schen B-senkrecht-B'-Gefüges vor uns haben, das damit in einem Akt entsprechend einem dreiachsigen Verformungsellipsoid entstanden wäre. Die andere Möglichkeit ist die, daß die zwei Achsen zwei verschieden alten Beanspruchungsplänen angehören. Letztere Annahme wird durch folgende feldgeologische Beobachtungen gestützt:

1. Es ist, von der Perspektive des Einzelaufschlusses aus gesehen, durchaus nicht immer so, daß die zwei B-Achsen aufeinander senkrecht stehen, sondern sie können oft recht spitze Winkel zueinander bilden. Beispiele: Gegend NE Windorf oder bei Witzling, vgl. Abbildung 5. — 2. Es fällt auf, daß die N—S-Achsen mit Vorliebe in feinkörnigen, geschonten Gneisen vorkommen, die reliktische Linsen im Migmatit bilden (Taf. 4, Fig. 1 und 3). Diese Tatsache scheint mir dafür zu sprechen, daß die N—S-Achsen einem älteren Verformungsplan angehören als die E—W-Achsen. — 3. B-achsiale Striemungen mit N—S-Streichen sind um ostwestliche Faltenachsen herumgewickelt (Taf. 4, Fig. 3).

Es ergibt sich also regional für das Gesamtgebiet eine ältere Beanspruchungsphase mit nordsüdlichen Faltenachsen (Metamorphose I), die bereits katazonale Bedingungen schuf. Wir haben heute noch reliktische Feinkorngneise aus dieser Periode. Eine Migmatisation war in geringem Maße vorhanden, denn es finden sich zum Teil auch neosomatische Kleinfältelungen entsprechend dieser B-Richtung (s. Abschn. A, 1 b). — Dieser Verformungsplan wurde überholt und größtenteils vernichtet durch einen jüngeren mit flachen, ostwestlichen Faltenachsen, dessen Tektonik heute noch die herrschende im Komplex des Altkristallins ist. In dieser Metamorphose II wurden die katazonalen Zustände überschritten: Es setzte starke Migmatisation und die Bildung und Platznahme von Migmagraniten ein. Auch letztere folgen in eindeutiger Weise dem Verformungsplan der Metamorphose II: Ihre „s"-Flächen, ihr Schlierengefüge und letzlich auch ihre Kontakte streichen in der überwiegenden Anzahl der Fälle Ost—West (Taf. 10). Die Vergenz der Kleinfältelung ist während der Metamorphose II fast durchweg nach Süden gerichtet, diejenige der Metamorphose I konnte nicht mehr festgestellt werden.

In den Migmatiten der Metamorphose II ist meist eine ausgezeichnete flächenhafte, S-tektonische Biotitregelung entwickelt, welche in einem späteren Akt zu Biegegleitfalten um die E—W-Achse verbogen wurde. Diese Regelung ist also abwickelbar. Lineare Striemungen parallel B fehlen den Migmatiten meist. Hinweise, ob die hellen oder die dunklen Lagen der Migmatite bei der Faltung mechanisch widerstandsfähiger waren und damit als kompetente Lagen fungierten, konnten nicht gefunden werden. Da die Neosome stellenweise verdickte Faltenköpfe zeigen (Abb. 2 und Taf. 3, Fig. 1), müssen sie jedenfalls als die mobileren angesehen werden. Das Gesetz von der Stauchfaltengröße regiert in den Migmatiten nicht. Eine Regelung der Quarze und Feldspäte ist in allen migmatischen Gesteinen (ausgenommen manche posttektonischen Migmagranite, Abb. 3) wegen der starken postkinematischen Durchwärmung nicht verwirklicht.

Etwas anders liegen die Dinge nun bei den alten Gneisen der Metamorphose I, die schon makroskopisch eine deutliche B-achsiale Striemung zu erkennen geben. Als Beispiel dient uns im folgenden ein feinkörniger Biotit-Plagioklasgneis aus dem Tälchen südlich Hattenham, dessen B etwa N 30° E streicht und unter 50° in diese Richtung abtaucht. Senkrecht dazu, also parallel (ac) wird der Gneis scharf abgeschnitten von granitoiden Schlieren der Migmageneration (Metamorphose II), die verwaschene Faltenstrukturen um ein flaches, N 120° E streichendes B erkennen lassen, das somit eindeutig jünger ist als das B des Feinkorngneises. An Hand eines Dünnschliffes, dessen Schnitt-

richtung senkrecht zu diesem alten B liegt, wurde versucht, die Einregelung der Mineralien einzumessen.

Die Biotite ergeben einen nahezu vollständigen Gürtel um B, mit deutlicher Überbesetzung an den c-Polen (Abb. 8). Obwohl es an sich bekannt ist, daß selbst S-Tektonite ± stark angedeutete Gürtel um „b" erkennen lassen (Sander 1950), möchte ich doch daraus schließen, daß unser „Alter Gneis" während der Metamorphose I in bezug auf Biotit eine B-tektonische Prägung erhalten hat, die auch während der Metamorphose II nicht verändert wurde.

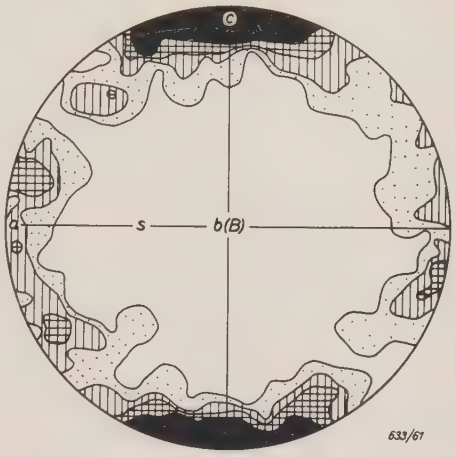


Abb. 8. 200 (001)-Pole von Biotiten. Belegungsdichte in %: 0—1 punktiert; 1—2 senkrecht schraffiert; 2—4 kreuzschraffiert; 4—8 schwarz. Plagioklas-Biotitgneis der Metamorphose I, Schliff senkrecht B, welches N 30° E streicht und 50° NE taucht. „s" streicht N 5° E und fällt 20° E.

Beim Quarz liegen die Dinge schon etwas anders (Abb. 9). Zwar häufen sich die Quarzachsen peripher — nur 15 % aller Quarzachsen sind weniger als 45° zu B geneigt —, doch treten keinesfalls so deutliche Maxima auf wie bei den Glimmern. Eine einigermaßen deutliche Überbesetzung fällt etwa mit dem c-Pol zusammen, was in den Gefügen nur sehr selten vorkommt. Andererseits zeigt der a-Pol — das Maximum I Sander's — keine besondere Achsenhäufung. Die periphere Überbesetzung im NW-Quadranten könnte mit dem Maximum II von S-Tektoniten übereinstimmen, während diejenigen im NE- sowie SW-Quadranten möglicherweise ein Maximum IV repräsentieren. Insgesamt beweist die Verteilung dieser Maxima, daß

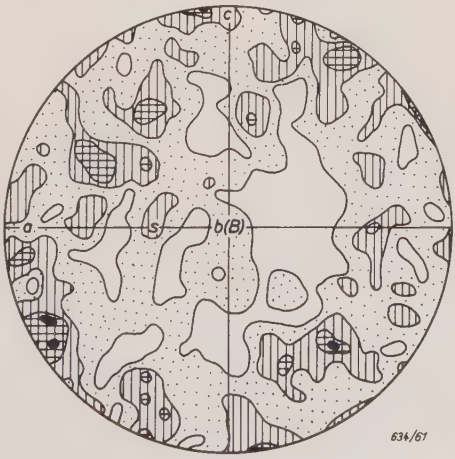


Abb. 9. 200 Quarzachsen in gleichem Schliff wie Abb. 8. Belegungsdichte in %: 0—1 punktiert; 1—2 senkrecht schraffiert; 2—3 kreuzschraffiert; 3—4 schwarz.

weder (ab) noch (ac) Symmetrieebenen des Gefüges darstellen. Es wäre demnach trikline Symmetrie vorhanden. Verf. möchte es für möglich halten, daß die Quarzachsen zwar nicht ganz, aber doch zum Teil während der Metamorphose II umorientiert wurden. Somit könnten die im Zentrum um B auftretenden Achsen einem verwachsenen — an sich werden ja, wie wir sahen, die Hellgemengteile wenigstens in den Migmatiten überhaupt nicht geregelt — Gürtel um B_{II}, d. h. der Achse der jüngeren Verformung angehören, der — entsprechend der Orientierung unseres Stückes in den Koordinaten der Metamorphose I ausgedrückt — ein (bc)-Gürtel wäre. Wir hätten damit das Bild eines B ⊥ B′-Gefüges, das ja auch makroskopisch immer wieder zu beobachten ist, mit altersmäßig verschiedenen B-Achsen natürlich!

Die unklarste Verteilung im Gestein weisen die Plagioklase auf, von denen bei 30 Individuen Indikatrix und die Albit-Zwillingsebene (010) eingemessen wurden.

Abb. 10. 30 Plagioklase aus gleichem Schliff wie Abb. 8.
X, Y, Z und die (010)-Pole wurden in getrennten Diagrammen dargestellt. Belegungsdichte in %: 0—3 senkrecht schraffiert; 3—7 kreuzschraffiert; > 7 schwarz.

Es handelt sich um Oligoklase mit rund 25 % An. Die entsprechenden optischen und kristallographischen Richtungen wurden in 4 Diagrammen getrennt ausgezählt (Abb. 10). Dabei zeigt sich, daß von einer straffen Regelung nicht die Rede sein kann. Die (010)-Pole belegen einen undeutlichen Schiefgürtel zwischen c und b; Überbesetzungen in der Nähe von a sowie b beweisen, daß die (010)-Flächen als Regelungselemente für eine Einregelung in die „s"-Fläche des Gesteins unwirksam waren. Dagegen spricht das Maximum von Y in der Nähe von c dafür, daß den (001)-Flächen eine derartige Funktion zugekommen war, doch gilt das auch nur in beschränktem Umfange, denn nur etwas mehr als ein Drittel aller Y-Pole hat diese Lage. Ferner ist mit dieser Regelung von Y keineswegs eine konstante Lage von X und Z verbunden, sondern diese können praktisch jeden möglichen Punkt auf der Lagenkugel mit Abstand 90° von Y belegen. Einigermaßen bevorzugt erscheint die Lage, bei der Z in Nähe des a-Pols des Gesteins liegt und X im NW-Quadranten, denn sie wurde bei einem Sechstel aller Kristalle gefunden. Sonst sind keine charakteristischen Züge einer Regelung auffindbar. Verf. kommt daher zu dem Schluß, daß außer einer schwachen Formregelung der (001)-Flächen in das „s" des Gneises keine bevorzugte Orientierung der Plagioklase zu beobachten ist und möchte diese Tatsache, ähnlich wie beim Quarz, auf die möglicherweise rein thermische Beeinflussung während der Migmatisation zurückführen, die zu einer teilweisen Rekristallisation und Umorientierung des Quarz-Feldspatgefüges geführt hat, ohne daß das Biotit-Regelungsgefüge der Metamorphose I gestört wurde.

B. Die jungen diskordanten Granite

Wie schon in der Einleitung hervorgehoben, wurde das Altkristallin, dessen wechselvolle Geschichte im letzten Abschnitt darzustellen versucht wurde, in späterer Zeit von jungen Graniten diskordant durchsetzt. Diese treten im Norden des Arbeitsgebietes als mehr oder weniger breite Gänge auf, während sie sich im Südwesten zu einem größeren, zusammenhängenden Massiv zusammenschließen, das sich noch einige Kilometer über das auf der geologischen Karte (Tafel 10) erfaßte Gebiet hinaus nach Süden und Südwesten fortsetzt. Da die jungen Granite durchweg ein sehr feines, gleichmäßiges Korn besitzen, wurden sie schon sehr früh zur Verwendung als Werk- und Straßensteine abgebaut, verständlicherweise mit Vorliebe innerhalb des Massivs, das ich nach dem heutigen Hauptabbauort als Neustifter Massiv bezeichne. Neben Neustift, das südlich von Vilshofen im Tal der Wolfach gelegen ist, wurde der Massivgranit früher auch noch im Vilstal, im sogenannten „Taferl", abgebaut. Im folgenden wollen wir zuerst die verschiedenen Gesteinsvarietäten der jungen Granitgeneration petrographisch beschreiben und ihre Altersverhältnisse diskutieren; darauf soll ein weiteres Kapitel (B, 2) ihrer Intrusionstektonik gewidmet sein.

1. Die Gesteine und ihre gegenseitigen Altersverhältnisse

a) Der Granit des Neustifter Massivs

Während man den feinkörnigen, im frischen Zustand blaugrauen Neustifter Granit makroskopisch für einen reinen Biotitgranit halten möchte, zeigt sich u. d. M., daß das Gestein neben Biotit etwa gleich viel Muskovit enthält; wir haben es also mit einem Zweiglimmergranit zu tun. Diese Tatsache ist ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal aller jungen Granite des Arbeitsgebietes gegenüber den granitischen Gesteinen der Migmageneration!

Der Achsenwinkel $2V_X$ des Muskovits beträgt 43°, was einem Gehalt von etwa 16 % Phengit bzw. Ferrimuskovit entspricht (Tröger 1952). Wir können daher den Muskovit als echten dunklen Gemengteil ansprechen. Er ist in millimetergroßen Schuppen und Scheitern über das ganze Gestein verteilt.

Biotit bildet im allgemeinen zerlappte Tafeln von höchstens 0,2 mm Dicke und maximal 2,5 mm größtem Durchmesser, meist ist dieser nur etwa 1 mm. Die Biotite können teilweise bis vollständig in Chlorite umgewandelt sein.

Die Plagioklase zeigen im frischen Zustand einen deutlichen Zonarbau, mit etwa 20 % An im Kern, an den sich eine breite Außenzone mit rund 10 % An anschließt; ein äußerster, meist sehr schmaler Saum ist reiner Albit; natürlich können die verschiedenen Zonen ganz allmählich ineinander übergehen. Wir sprechen also am besten von Albit-Oligoklasen. Kleinere Plagioklaskristalle ohne Zonarbau bleiben immer unter 10 % An, sind also noch als Albite zu bezeichnen. Die größten Kristalle von Plagioklas erreichen etwa 1,5 mm, bezogen auf die längste Achse. Durch sekundäre Prozesse wurden die Plagioklase oft weitgehend albitisiert und serizitisiert.

Kalifeldspat ist meist deutlich als Mikroklin zu erkennen an seiner Gitterung; ist eine solche nicht vorhanden, so liegt, wie Indikatrixmessungen ergaben [$2V_X$ rund 85°, deutlicher Winkel zwischen Z und dem (010)-Pol], dennoch ein Mikroklin vor, der sehr wahrscheinlich submikroskopisch verzwillingt ist. Gegenüber den Kalifeldspäten der Migmageneration (s. A, 2 c) liegt also der Achsenwinkel hier wesentlich höher. Es ist somit die Mikroklinisierung hier weiter fortgeschritten oder es ist primär Mikroklin kristallisiert (Individuen ohne sichtbare Gitterung). Der Kalifeldspat ist fast immer perthitisch, sehr häufig folgen die feinen Entmischungslamellen der Murchisonitspaltbarkeit ($\bar{8}01$); wolkige Durchstäubungen mit feinsten Fe_2O_3-Partikelchen sind für die Kalifeldspäte geradezu charakteristisch. Die Formentwicklung der Kalifeldspäte ist wenig einheitlich. Am charakteristischsten, ja leitend für junge Granite überhaupt sind idiomorphe Tafeln nach (010) mit Karlsbader Verzwillingung (Taf. 6, Fig. 1) und etwa 1,5 mm größtem Durchmesser, es kommen aber auch kleinere Zwillinge vor. Eine genauere Formbeschreibung der Kalifeldspäte soll im Kapitel über die Regelung der Mineralien im Granit gegeben werden.

Quarz tritt in xenomorphen, eng ineinander verzahnten Kristallen von höchstens 1 mm ⌀ auf.

Zu den in den meisten Graniten vorkommenden Akzessorien Zirkon (winzige Säulchen bis 0,01 mm) und Apatit (Nadeln mit maximal 0,5 mm Länge, meist sehr viel kleiner) gesellen sich säulig-idiomorphe Andalusite, die teilweise deutlichen Pleochroismus rosa-farblos zeigen und in allen Fällen umhüllt sind von Muskovit. Ferner finden sich völlig pinitisierte Cordierite, die aber im Gegensatz zu denen des Altkristallins idiomorphe Säulen ausbilden, deren pseudohexagonaler Zwillingsbau manchmal trotz der Pinitisierung noch erkennbar ist (Taf. 6, Fig. 2). Besonders in Nähe der Biotite finden sich in geringer Menge, auch in frischen, nicht chloritisierten Gesteinen, des öfteren Titanmineralien, und zwar ± formlose Massen von Titanit, Nadeln von Rutil, außerdem Ilmenit. Zum Teil werden es wohl Frühgemengteile sein, besonders Ilmenit, zum Teil aber auch erste Entmischungen des Biotits (siehe später).

Auf Grund der angeführten Korngrößenmessungen kann der Neustifter Granit als „millimeterkörnig" bezeichnet werden. Seine Dichte beträgt 2,64.

An zwei Proben aus dem großen Bruch in Neustift (1 und 2 der folgenden Aufstellung) sowie einer weiteren aus dem „Taferl" im Vilstal (3) wurden die Mineralbestände quantitativ mit dem Integrationstisch bestimmt. Es ergaben sich folgende Werte (Vol.-%):

	1	2	3	Mittel
Plagioklas	34,4	28,7	28,8	30,6
Kalifeldspat	27,4	25,8	29,8	27,6
Quarz	27,4	32,2	30,1	29,9
Biotit	6,2	7,2	5,3	6,2
Muskovit	4,3	5,5	5,0	4,9
Akzessorien	0,4	0,6	0,9	0,6
	100,1	100,0	99,9	99,8

Hieraus ist die stoffliche Homogenität des Granitmassivs ersichtlich, und der Eindruck der geringen Variabilität des Gesteins, der sich einem in jedem Aufschluß schon makroskopisch aufdrängt, ist so auch quantitativ untermauert. Auf Grund seines Modalbestandes kann der Neustifter Granit gemäß dem Nomenklatur-Kompendium Tröger's (1935) als ein Vertreter der Kalkalkaligranite angesehen werden. Chayes (1952) hat eine große Anzahl von feinkörnigen Kalkalkali-

graniten aus verschiedenen Vorkommen Neu-Englands (USA) bearbeitet und dabei nur sehr geringe Variationen des quantitativen Mineralbestandes gefunden. Es ist nicht uninteressant, daß der mittlere Modalbestand des Neustifter Granits mit dem mittleren Modalbestand dieser Neu-England-Granite nahezu vollständig übereinstimmt. Chayes hatte auf Grund seiner Ergebnisse den Schluß gezogen, daß diese Granite, die durchaus in voneinander unabhängigen Körpern auftreten können, unbedingt auf ein einheitliches Stamm-Magma zurückgeführt werden müßten. Das nämliche ist wohl auch für unser Neustifter Massiv zu fordern, dessen magmatische Herkunft schon allein wegen der messerscharfen, diskordanten Intrusivkontakte außer Zweifel steht. Der für die feinkörnigen jungen Granite charakteristische Gehalt an Cordierit und Andalusit, der auf einen schwachen Al-Überschuß hinweist, könnte in der Weise ausgelegt werden, daß das Magma in tieferen Zonen der Erdrinde in innigerem Stoffaustausch mit seinem Nebengestein (cordieritreiches Altkristallin) gestanden hat, als das in dem heute aufgeschlossenen Intrusionsniveau der Fall ist. Ich werde auf diese Frage später nochmals zurückkommen.

Feinkörnige Granite nach Art des Neustifter Gesteins und auch der noch zu beschreibenden Ganggranite sind im gesamten Bereich des Moldanubikums weit verbreitet. Meist bilden sie schmälere Gänge oder Platten, das Neustifter Massiv ist also eigentlich eine Ausnahme. Ein vergleichbarer massiv-ähnlicher Körper, wenn auch kleineren Ausmaßes, wurde durch die Kartierung C. Düsing's (1957) von Blatt Oberviechtach (Oberpfalz) bekannt. Bezeichnenderweise stimmt der quantitative Modalbestand jenes Granits mit demjenigen von Neustift ausgezeichnet überein. Auch Voll (1955) hat diese Granite in seinem Oberpfälzer Arbeitsgebiet in typischer Ausbildung und mit den „Leitmineralien" Andalusit und idiomorphem Cordierit vorgefunden und sie als moldanubische Granite den anderen meist gröber körnigen (sudetischen) Graniten des Oberpfälzer Waldes gegenübergestellt.

Durch Herrn Dipl.-Chem. Pötzl wurde eine Analyse eines Neustifter Granits angefertigt, welcher sich sowohl seinem äußeren Habitus nach als auch durch das Schliffbild als relativ unverwittert und auch durch spätmagmatische Vorgänge verhältnismäßig wenig beeinflußt erwiesen hatte. Der Modalbestand des analysierten Gesteins ist in der oben gebrachten Aufstellung (S. 59) in der Spalte 2 zu finden. Das Ergebnis der Analyse ist folgendes:

SiO_2	72,80 %	(72,42)
TiO_2	0,35 %	(0,32)
Al_2O_3	12,82 %	(14,00)
Fe_2O_3	2,49 %	(0,66)
FeO	1,34 %	(1,52)
MnO	0,02 %	(0,04)
MgO	0,65 %	(0,60)
CaO	0,66 %	(0,86)
Na_2O	2,79 %	(3,26)
K_2O	5,36 %	(5,35)
H_2O^+	0,56 %	(0,63)
H_2O^-	0,10 %	(—)
P_2O_5	0,25 %	(0,10)
S	0,004 %	(—)
Cl	Spuren	(—)
CO_2	Spuren	(—)
	100,194 %	(99,85)

Die hinter dem Analysenergebnis in runden Klammern angegebenen Zahlen sind diejenigen Werte, welche durch eine Umrechnung des Modalbestandes (siehe vorher) auf chemische Analyse erhalten wurden. Dabei bediente sich Verf. der Biotitanalyse eines Biotitgranits von Nadelwitz bei Bautzen, Sachsen (Weyberg 1909) und der Analyse eines Pegmatit-Muskovits von Laufenberg nach Niggli (1924—1926). Es zeigt sich, daß die so errechneten Werte mit den chemisch bestimmten in ausgezeichneter Weise übereinstimmen. Diskrepanzen ergeben sich lediglich beim Fe_2O_3- und Al_2O_3-Gehalt, die sich aber dadurch leicht erklären können, daß in den Neustifter Biotiten mehr Al durch dreiwertiges Eisen ersetzt ist als in denen des Nadelwitzer Granits.

Von Bedeutung ist nun folgendes: Um dem für einen Granit sehr niedrigen CaO-Wert der Analyse auch rechnerisch nahezukommen, wurde ein mittlerer Anorthitgehalt der Plagioklase von nur 10 % angenommen. Damit fällt aber das Gestein nach Tröger (1935) aus der Reihe der Kalkalkaligranite heraus und müßte eigentlich als Alkaligranit bezeichnet werden; denn sein Verhältnis Anorthit zu (Kalifeldspat + Albit) = 3 : 52 bleibt weit unter dem geforderten Grenzwert 14 : 86. Es ist jedoch wahrscheinlich, daß der niedrige CaO-Wert auf eine sekundäre (spät- bis postmagmatische) teilweise Calciumabfuhr (Albitisierung, vgl. Kapitel C) zurückgeht. In ähnlicher Weise könnte die Serizitisierung der Plagioklase die leichte Reduktion des wirklichen Na_2O-Gehaltes gegenüber dem errechneten bedingen.

Abgesehen von der CaO-Armut, ist der Stoffbestand des Neustifter Granits dem anderer Granite durchaus ähnlich. Der SiO_2-Gehalt und damit die Azidität nähern sich einem aplit-granitischen Chemismus. Ziemlich hoch ist der Eisengehalt. Möglicherweise wird auch der Fe^{III}-Wert durch die erwähnte Roteisendurchstäubung der Kalifeldspäte (vgl. auch B, 1 h) noch erhöht. Das H_2O^+ sitzt natürlich in den beiden Glimmern; der geringe Gehalt an H_2O^-, also Wasser, welches bereits unter 105° abgegeben wird, beweist zusammen mit dem nur in Spuren vorhandenen CO_2, daß der analysierte Granit, wenigstens in bezug auf seinen Verwitterungsgrad, noch als frisch bezeichnet werden darf.

Fassen wir zusammen, so kann man sagen: Der Neustifter Granit kann wahrscheinlich trotz seines geringen Kalkgehaltes als ein primärer Kalkalkaligranit aufgefaßt werden, welcher aber durch spät- bis postmagmatische Umwandlungen eine Entkalkung erfahren hat. Dadurch fällt er in seinem heutigen Chemismus in die Familie der Alkaligranite.

Damit soll die Beschreibung des Massivgranits vorerst abgeschlossen werden. Da dieser bezüglich seiner Mineralabfolge und seines Gefüges in völliger Übereinstimmung steht mit den anderen, gangförmig auftretenden jungen Graniten, will ich Erörterungen darüber in einem eigenen Abschnitt zusammenfassen. Weiterhin soll die Frage der Mineralregelung im Massivgranit erst im Kapitel über seine Intrusionstektonik behandelt werden, mit der sie ja in enger Beziehung steht.

b) Einschlüsse im Massivgranit

Wie bei allen „moldanubischen Graniten", so sind auch beim Neustifter Granit die Kontaktwirkungen auf das Nebengestein äußerst gering oder überhaupt fehlend; es handelt sich also um „kalte" Kontakte. Unter diesen Umständen hatten nur kleine, exogene Einschlüsse von Gesteinen des altkristallinen Rahmens möglichst im Inneren des Granitmassivs Aussicht auf eine stärkere Kontaktmetamorphose, weil sie am innigsten und längsten mit dem flüssigen Magma in Berührung gestanden haben. Solche

kleinen Einschlüsse finden sich im Neustifter Granit allenthalben; auch in dem so einheitlichen Gestein des Bruches Neustift selbst wird man nach einigem Suchen auf sie stoßen. Ihre Größe schwankt um 2—3 cm ⌀, der größte Einschluß, den ich fand, hatte 8 cm ⌀. Eine besondere Regelung der Einschlüsse im Granit konnte ich nur in einem Falle in einem Steinbruch des Vilstales feststellen, wo das „s" des Gneises bildschön parallel lag zur flächenhaften Mineralregelung im Granit, auf die wir später noch eingehender zu sprechen kommen werden. In den allermeisten Fällen, und das gilt besonders für den Bruch Neustift, liegen die Einschlüsse mit ihrem „s" irgendwie diskordant zum Granitgefüge. Ein besonders eindrucksvolles Bild solcher Diskordanzen sah ich in einem der Steinbrüche am westlichen Vilsufer, wo mitten im Massivgranit eine etwa 2 qm große Fläche erfüllt war von Hunderten von kleinen, wurzellosen Gneisfragmenten, deren „s" jede mögliche Lage einnehmen konnte.

Solche Altkristallin-Einschlüsse zeigen mikroskopisch in den seltensten Fällen noch ihr unverändertes Gefüge. Meist sind die Biotitzeilen der Gneise und Migmatite in wirrstrahlige Aggregate umgewandelt worden, in denen neben Biotit der Muskovit als charakteristischer Gemengteil der jungen Granite eine bedeutende Rolle spielt. Andererseits geht der Feldspatgehalt der Einschlüsse deutlich zurück oder wird überhaupt gleich Null, so daß ± reine Glimmerbutzen vorliegen. Die Feldspäte wurden also offensichtlich in einem frühen Stadium der Kontaktmetamorphose „ausgeschmolzen". Das gilt insbesondere bei den noch zu erwähnenden reinen Biotit-Quarzbutzen. Ist Muskovit vorhanden, dann könnte dieser vielleicht an die Stelle der Feldspäte getreten sein. Doch ist es wahrscheinlicher, daß es zu einem Vorgang der teilweisen Entalkalisierung und Entkieselung gekommen ist, wie das besonders von Kontakten basischer Eruptiva gegen tonige Gesteine beschrieben wurde (Bowen 1928). Auch Voll (1955) hat im Kontakthof des Leuchtenberger Granits eine Entalkalisierung feststellen können. Von besonderem Interesse ist es, daß die Muskovite nicht selten intern Strähnen von Sillimanit führen, auch skelettären grünen Spinell habe ich beobachtet. Wenn man nun für diese Fälle keine echten Einschlüsse von altkristallinen Cordierit-Sillimanitgneisen annehmen will — solche sind natürlich möglich, aber in dieser Häufigkeit doch etwas unwahrscheinlich —, so muß man eine Neubildung der Mineralien Sillimanit, Spinell und wahrscheinlich auch Cordierit fordern, und zwar in einem frühen Stadium der thermischen Einwirkung des Magmas auf die Einschlüsse. Die Muskovitisierung tritt erst sehr viel später ein, wahrscheinlich zusammen mit der Muskovitblastese des Granits selbst, und kommt einer teilweisen Realkalisierung gleich, natürlich unter Alkalizufuhr vom Magma her. Dabei werden eventuell ausgeschiedene Cordierite zur Gänze hellverglimmert. Wir haben damit eine bedeutsame Analogie der örtlichen Kontaktmetamorphose zur viel älteren Regionalmetamorphose aufgefunden, worauf auch Voll (1955) schon hingewiesen hat.

Neubildung von Sillimanit, Cordierit, Andalusit, Korund und Spinell in exogenen Einschlüssen der Granite wurde z. B. von Salomon (1898) aus dem Adamello und von Erdmannsdörfer (1914, 1916) aus dem Brockenmassiv des Harzes beschrieben. Letzterer Autor betont auch, daß Spinell und Korund nur in Einschlüssen, nie aber am externen Granitkontakt auftreten. Beim Neustifter Massiv gilt diese Tatsache für alle die erwähnten tonerdeübersättigten Mineralien und dient als Beweis für seinen kalten Außenkontakt. Verf. kann daher Erdmannsdörfer (1916) bzgl. seiner Behauptung nicht beipflichten, der Mineralbestand externer wie interner Hornfelsbildungen sei nur von der Natur des Ausgangsmaterials abhängig und nicht etwa eine Folge der stärkeren Beeinflussung der Einschlüsse.

Im Granitbruch Neustift fand ich einen kleinen Einschluß eines apatitreichen Plagioklas-Granoblastits nach Art des in Figur 4, Tafel 2 und Figur 2, Tafel 5 abgebildeten. Beim Vergleich mit jenem Gestein ist die Verarmung des Einschlusses an Plagioklas unverkennbar; dafür ist der Biotitfilz noch dichter geworden. Auch Muskovit findet sich wieder als charakteristische Neubildung. Um den Einschluß herum sowie teilweise eingeschlossen in randnahen Partien des Biotitfilzes finden sich die typischen idiomorphen Andalusite und Cordierite, wie sie auch im Granit selbst vorkommen, besonders angereichert.

Was besagt das? Erstens, daß die Entstehung des dichten Biotitfilzes mindestens teilweise auf magmatische Einwirkungen zurückgeht, denn er schließt ja die frühmagmatischen idiomorphen Andalusite ein. Zweitens scheint mir die Anreicherung von Andalusit und Cordierit um den Einschluß herum darauf hinzuweisen, daß sie ihre Entstehung Reaktionen der Schmelze mit dem Einschluß verdanken. Da dieser als Plagioklas-Granoblastit primär sicher keinen Al-Überschuß besaß, kann es sich bei diesen Reaktionen wiederum nur um Entalkalisierung und Entkieselung handeln: Wahrscheinlich werden die Plagioklase „ausgeschmolzen", d. h. der Schmelze einverleibt. Die Mineralien Andalusit und Cordierit stellen wohl den entalkalisierten, H_2O-freien und Al-reicheren Restbestand von ehemaligem Biotit dar, welcher hier (im Gegensatz zum Sillimanit) ein Stück weit ins Magma eingewandert, idiomorph kristallisiert und später bei fallender Temperatur von jüngeren (!) Biotiten des Granits umhüllt wurde. Der beschriebene Einschluß muß demnach zu einem Zeitpunkt ins Granitmagma geraten sein, als dieses noch keinen Biotit auszuscheiden imstande war. Sind diese Deutungen richtig, so brauchen wir aber den Gehalt des Neustifter Granits an diesen beiden Mineralien nicht ausschließlich auf Assimilationskontakte des Magmas in tieferen Partien der Erdrinde zu beziehen, und wenn, dann nicht unbedingt mit einem Nebengestein mit Al-Überschuß. Es ist nur notwendig, daß das Magma so lange mit Nebengestein in engster Berührung war, daß es zu einer Austreibung der Alkalien und des H_2O kommen konnte. Da der Gehalt an Cordierit und Andalusit im Granit mit etwa 0,4 % doch recht bescheiden ist, Nebengesteinseinschlüsse, gleichgültig ob aus dem Dach oder der Unterlage stammend, dagegen allenthalben im Granit auftreten, scheint es mir möglich zu sein, diesen scheinbaren Al-Überschuß weitgehend auf die Resorption von Einschlüssen zurückzuführen. Naturgemäß muß man erwarten, daß mit zunehmender Tiefe und damit längerer Erstarrungsdauer des Magmas die Möglichkeit zu derartigen Resorptionen von Nebengestein größer wird. Es spielen sich dabei also wahrscheinlich ähnliche Vorgänge ab wie bei der Entstehung der cordierithaltigen Neosome in den Migmatiten.

Der eben beschriebene Einschluß enthält aber neben dem Glimmerfilz und reliktischen Feldspäten noch einen anderen Hellgemengteil in ziemlich reichem Maße, nämlich Quarz. Dasselbe gilt auch für die im Neustifter Granit so häufigen Biotitbutzen, welche von den Arbeitern im allgemeinen als „Leberflecken" bezeichnet werden. Sie erreichen rund 2 cm ⌀ und bestehen u. d. M. nur aus einem hornfelsartigen Gefüge aus Biotit und Quarz, wobei letzterer der jüngere Gemengteil ist, denn er korrodiert den Biotitfilz zum Teil so stark, daß nur mehr rundliche Tropfen von Biotit im Quarz schwimmen. Ich möchte auch hier lieber an fast resorbierte Nebengesteins-Einschlüsse denken und nicht etwa an frühmagmatische Biotitaggregationen. Der gleichen Meinung war auch schon Horninger (1935) bei feinkörnigen Glimmerbutzen im Schärdinger Granit. Jedenfalls ist ihre Verquarzung ein jüngerer Vorgang als die zu fordernde „Ausschmelzung" der Feldspäte, welche bereits im Zuge der Entalkalisierung eintritt. Die Verquarzung fällt wohl mit der Kristallisation des Quarzes

im Granit selbst zusammen, die, wie wir sehen werden, erst sehr spät abgeschlossen wird und zu Verdrängungen älterer Mineralphasen führen kann.

Das Ausmaß der Resorption eines Einschlusses ist natürlich unter anderem eine Funktion der Zeitdauer, während der er mit noch flüssigem Magma in Berührung stand. Kurz vor der Erstarrung ins Magma geratene Einschlüsse sind daher wenig bis gar nicht verändert; dasselbe gilt auch für die Randkontakte des Granitmassivs und natürlich auch der Granitgänge mit ihrem sowieso geringeren Wärmeinhalt. Innerhalb des Neustifter Massivs möchte ich einen 1,5 cm großen Einschluß von Oligoklas, den ich im Neustifter Bruch fand, zu dieser Gruppe rechnen. Er enthält antiperthitähnliche, unregelmäßig umgrenzte Gebilde von Kalifeldspat, ferner durchziehen ihn strauchartige Schlieren von Albit; Quarz umhüllt den Einschluß, der entweder erst ins Magma gekommen ist, als bereits Plagioklas beständig war oder selbst den nicht aufgelösten Rest eines ursprünglich größeren Einschlusses darstellt (Ungleichgewicht). Das Ausgangsmaterial stammt wohl aus einem Pegmatoid der Migmageneration. In Ganggraniten fand ich Einschlüsse großer Mikrokline aus Pegmatoiden, und auch Horninger (1935) beschreibt Feldspateinschlüsse aus dem Schärdinger Granit, welche er aus dem Altkristallin ableitet.

Entsprechend der Vielfalt des Altkristallins, müssen natürlich auch seine Einschlüsse im jungen Granit recht mannigfach sein, und wir haben schon manche charakteristische Gesteinsart wiedergefunden (Granoblastit, Pegmatoid usw.). Von all diesen abweichend erwies sich ein sehr feinkörniger, dunkler Einschluß aus dem Neustifter Bruch, der makroskopisch keinerlei „s"-Fläche erkennen ließ. Unter dem Mikroskop zeigte sich ein wirres Netzwerk aus langen Biotittafeln und sehr langen, schmalen und vorwiegend nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingten Plagioklasleisten mit leichtem Zonarbau, dem Chemismus nach Oligoklas-Andesinen. Die Zwickel zwischen diesen beiden Mineralien füllen glasklare Mikrokline sowie noch jüngere Quarze, letztere sind meist unregelmäßig lappig geformt (Taf. 6, Fig. 3) und liegen nach Art von Schriftquarzen im Kalifeldspat. In einem schmalen Band des Einschlusses fehlen die Biotittafeln völlig, an ihre Stelle treten eine Unmasse kleiner Apatitnadeln und dunkler Erzkörner (sechseckigen Querschnitten nach zu schließen, vorwiegend Ilmenit). Es liegt hier wohl eine primär mafitenarme Lage parallel zu einem alten, durch die Kontaktmetamorphose völlig verwischten „s" vor. Insgesamt kann der Einschluß am ehesten einen im Magma stark umgewandelten und an dessen Chemismus angepaßten Kalksilikatfels darstellen. Natürlich müssen wir zu seiner Umwandlung bedeutende Zufuhren, besonders von SiO_2 und Alkalien, aus dem Magma annehmen, in gewisser Hinsicht also etwas Ähnliches wie bei der Alkalisierung während der Migmatisation des Altkristallins. Ursache für diese Stoffzufuhr ist, daß die Mineralien des Kalksilikatfelses (Pyroxen, basischer Plagioklas) mit dem Granitmagma ein Ungleichgewicht bilden, welches das letztere auf diffusivem Wege auszuschalten trachtet.

c) Normale bis basische Ganggranite

Nördlich und nordöstlich des Neustifter Massivs liegt das Verbreitungsgebiet der Ganggranite, welche das Altkristallin scharf diskordant durchsetzen (Taf. 10). Bei meiner Kartierung habe ich sie aufgeteilt in solche von normalem bis basischem und solche von saurem Chemismus. Hier sollen nur die ersteren behandelt werden. Sie unterscheiden sich vom Massivgranit in drei Richtungen: 1. bilden sie ± schmale Gänge im Altkristallin, 2. weisen sie im allgemeinen, unabhängig vom Chemismus, ein noch feineres Korngefüge auf als der Massivgranit: Die maximalen Korndurchmesser über-

schreiten nur selten 1 mm; 3. neigen sie dazu, von dem normalgranitischen Chemismus, der für die Massivgranite typisch ist, zu einem basischeren überzugehen, welcher sich in erster Linie in einem größeren Reichtum an Biotit und damit in einer dunkleren Gesteinsfarbe äußert. Dieser allmähliche Übergang ist es, der die Zusammenfassung beider Gesteine auf der Karte wie auch in der Beschreibung rechtfertigt.

Ausgesprochen basische Granitgänge sind dennoch selten. Sie beschränken sich im wesentlichen auf die Nähe des Granitmassivs, ein eigenartiger, aber sicher nicht zufälliger Zusammenhang! Begegnet uns doch die Tatsache immer wieder, daß junge Granitmassive gegen ihr Nebengestein eine basischere Randfazies entwickeln (z. B. Kammgranit der Vogesen)! Fraglich ist dabei nur, wie man die Anreicherung der basischen Gemengteile an der Peripherie des Massivs erklären will. Geht sie etwa auf eine Assimilation basischen Nebengesteins zurück? Diese Frage ist für unser Gebiet mit hoher Wahrscheinlichkeit zu verneinen, denn das Altkristallin hat nach der Migmatisation selbst einen im großen Durchschnitt granitähnlichen Chemismus angenommen. Für unseren Fall scheint mir daher eine andere Erklärungsmöglichkeit zutreffender zu sein, die sich durch die Beobachtung einer ähnlichen Biotitanreicherung an den beiderseitigen Kontakten von manchen schmalen Granitgängen aufdrängt: Die basischen Frühgemengteile (Biotit und evtl. Altplagioklas), welche während des Einfließens des Magmenbreies in eine vorhandene Fuge bereits als feste Mineralphasen vorliegen, scheinen demnach während des Fließvorganges selbst rein mechanisch aus dem zentralen Bereich der größten Fließgeschwindigkeit heraus in die ruhigeren Randpartien abgedrängt zu werden, in denen auch die Kristallisation am raschesten weiter fortschreiten kann. Ein anderer plausibler Mechanismus ist folgender: Da die Kristallisation des Magmas mit Biotitausscheidung ja sicherlich an der Peripherie des Massivs zuerst einsetzt, bildet sich dort zeitweilig eine Restschmelze von saurerem Chemismus als dem des noch durchweg schmelzflüssigen Magmas im Inneren des Intrusivkörpers. Jedoch werden sich die beiden Schmelzen verschiedener Zusammensetzung diffusiv wieder zu homogenisieren trachten, was dann bei weiterer Abkühlung zu verstärkter Biotit-Kristallisation am Massivrand führen muß. So wären also die basischen Granitgänge als Ausläufer einer durch Kristall-Akkumulation entstandenen basischen Randfazies des Granitmassivs zu werten.

Natürlich ist nicht ausgeschlossen, daß auch noch Assimilationen von Nebengesteinsmaterial stattfinden, die aber den Pauschalchemismus des Gesteins kaum noch wesentlich verändern. Für Assimilationen gibt es sogar wichtige Hinweise: Es treten z. B. nicht selten in basischen Ganggraniten Altplagioklase auf, welche jenen aus dem migmatischen Altkristallin völlig gleich sind; sie zeigen nämlich keinen Zonarbau, dafür Antiperthitgefüge und einen konstanten Chemismus von etwa 25 % An, sind also wahrscheinlich Fremdplagioklase. In einem dieser Plagioklase fand Verf. sogar ein reliktisches, deutlich geregeltes Sillimanit-Interngefüge! Entweder ist also auch hier der ganze Plagioklas samt Sillimanit aus dem Altkristallin sozusagen mechanisch übernommen worden, oder es ist ein im Magma sillimanitisierter Nebengesteinseinschluß später wieder feldspatisiert worden. Beide Deutungsmöglichkeiten kommen aber nicht um die Aufnahme von Nebengesteinsmaterial ins Magma herum. Für eine solche sprechen weiterhin xenomorphe Pinitmassen, stellenweise ebenfalls mit internen Sillimaniten, größere, durch Bruchflächen begrenzte Kalifeldspäte, von Quarz schriftgranitisch durchwachsen, und letztlich bis zu 1 cm große, rundlich korrodierte Quarzknauern. Basische Ganggranite enthalten auch Einschlüsse von noch erkennbaren Gesteinen der Migmageneration (Taf. 3, Fig. 4). — Nicht zu bestreiten ist ferner die

Tatsache, daß die Kontakte der basischen Ganggranite zwar auch diskordant, aber dennoch weniger scharf sind als bei den anderen jungen Granitgängen.

Der qualitative Mineralbestand der basischen Ganggranite ist dem des Massivgranits praktisch analog, die Unterschiede beider Gesteine sind also mehr quantitativer Natur. Die Integrationsanalyse eines besonders basischen Vertreters ergibt (gem. Vol.-%):

Plagioklas	39,9
Quarz	23,9
Kalifeldspat	20,1
Biotit	12,8
Muskovit	1,9
Akzessorien einschl. Cordierit	1,2
Sa.:	99,8

Es ist also gegenüber dem Massivgranit und auch den normalen Ganggraniten eine Anreicherung von Biotit und Plagioklas auf Kosten von Kalifeldspat und Quarz festzustellen. Dennoch ist das Gestein chemisch noch zur Familie der Kalkalkaligranite zu rechnen und paßt auch noch in die von Chayes (1952) herausgestellte Variationsbreite dieser Gesteine im nordöstlichen Nordamerika. Die Dichte des Gesteins ist mit 2,67 etwas höher als die des Massivgranits. Nicht unerwähnt bleiben soll die Tatsache, daß die Achsenwinkel der Kalifeldspäte in diesen Gesteinen wie auch in den sauren Ganggraniten mit $2V_X$ rund 65° wesentlich niedriger sind als im Massivgranit, andererseits übereinstimmen mit denen der Kalifeldspäte aus der Migmageneration. Teilweise können also auch hier Fremdkalifeldspäte aus dem Nebengestein vorliegen, sicherlich aber nicht ausschließlich. Die Einmessung von Indikatrix und Spaltbarkeiten ergibt überwiegend Orthoklas, obwohl man nach der teilweise stark undulösen Auslöschung eigentlich Mikroklin erwarten sollte. Es ist also hier im Gegensatz zum Massivgranit zu keiner oder jedenfalls nur ganz schwacher Mikroklinisierung gekommen, was zweifellos mit dem rascheren Abklingen der Thermik in den Ganggraniten in Verbindung steht.

Die meisten der mit schwarzer Farbe in das beigegebene Schemakärtchen (Taf. 10) eingetragenen gangförmigen Granite besitzen den normalen Chemismus, wie er beim Massivgranit definiert wurde. Besonders zu bemerken wäre höchstens, daß der Andalusitgehalt stellenweise höher ist als im Massivgranit und 1—2 % erreichen kann. Die Korngröße der normalen Ganggranite steigt im allgemeinen mit der Mächtigkeit der Gänge, so daß besonders breite Gänge massivgranitähnlich sein können, doch spielen hier sicherlich auch noch andere Faktoren, wie z. B. Gasgehalt des Magmas usw. mit. Die Kontaktflächen sind makroskopisch scharf wie mit dem Lineal gezogen, doch zeigt sich bei mikroskopischer Betrachtung, daß die Mineralien des Ganggranits mit jenen des Altkristallins in blastischem Verband stehen; dasselbe gilt auch für die sauren Ganggranite.

In welchem Verhältnis stehen nun die normalen bis basischen Ganggranite sowohl räumlich als auch zeitlich zum Massivgranit? Die Lösung ergibt sich aus einem Aufschluß im Wolfachtal an der Nordgrenze des Granitmassivs. Dort wird der Massivgranit in nordöstlicher Richtung fortschreitend zusehends feinkörniger und basischer, d. h., er geht allmählich über in „Ganggranit". Somit sind Massivgranit und Ganggranit auf ein erstarrendes Magma zurückzuführen

und damit genetisch und altersmäßig gleichzusetzen! Die Unterschiede sind also fazieller Art, bedingt durch die Kontaktnähe im Falle des Ganggranits und des von letzterem nicht unterscheidbaren randnahen Massivgranits. Durch diese Erkenntnis verdeutlicht sich das auch aus der geologischen Karte ablesbare Bild, daß das Neustifter Granitmassiv nach Norden zu an seinen altkristallinen Rahmen stößt und auffiedert in eine Reihe kleinerer, aber altersgleicher Intrusionen.

Ein Wort noch über eine besondere Art von Einschlüssen, die Verf. in einem normalen Ganggranit in der Nordost-Ecke der Karte fand. Es handelt sich um bis faustgroße, rundliche, feinkörnige, dunkle Knollen, welche sehr ähnlich aussehen wie Gesteine, die aus dem weiter nordöstlich gelegenen Gebiet um Namering—Fürstenstein unter dem Namen Diorite bekanntgeworden sind. Sie treten dort in größeren Komplexen auf, sind allerdings fast immer von jüngerem Granit umgeben. Sie wurden von Cloos und seinen Schülern (Cloos u. a. 1927) auf Grund geologischer Beobachtungen als Abkömmlinge eines basischeren Magmas aufgefaßt, das den Anfang der Intrusionsfolge der jungen Granite gemacht haben soll. Drescher-Kaden (1928, 1930) hatte sie aus petrographischen Erwägungen heraus als umgewandelte Hornfelse des Nebengesteins gedeutet. — Unsere spärlichen Funde können zu dieser Diskussion wohl kaum einen nutzbringenden Beitrag liefern. Es soll hier nur ganz kurz das mikroskopische Bild dieser Einschlüsse beschrieben werden: Der Mineralbestand ist: Biotit, Plagioklas (Oligoklas-Andesin) und Quarz; Muskovit ist sekundär, Kalifeldspat fehlt vollkommen. Das Gefüge ist ausgesprochen hornfelsartig: Die Biotite bilden nur selten schöne Leisten, meist sind es eine Unzahl von rundlichen, tropfenförmigen Einschlüssen in Plagioklas und Quarz, sehr ähnlich wie bei den Biotitbutzen im Massivgranit. Auch die Plagioklase sind nur manchmal halbwegs idiomorph, häufiger liegen sie als kleine Xenolithen vor, welche mit den lappigen und ebenfalls tropfenförmigen Quarzen als den jüngsten Gemengteilen aufs engste verzahnt, besser gesagt poikilitisch verwachsen sind. Aus diesem Gefüge als einer Art Grundmasse stechen Biotitbutzen hervor, ähnlich denen im Massivgranit, ferner Einsprenglinge von Quarz und Plagioklas, die jeweils von besonders biotitreichen Zonen umhüllt sind. Der Plagioklas enthält auch ein reiches Interngefüge von kleinen, vorwiegend parallel (010) des Feldspats geregelten Biotitleisten. Um die Einschlüsse herum ist im Granit meist eine deutliche Verarmung an Kalifeldspat zu beobachten, was wohl auf teilweise Resorption der Einschlüsse durch das Granitmagma zurückzuführen ist. Hierauf läßt auch schon das Gefüge der Einschlüsse schließen, welches keinesfalls mehr ursprünglich sein kann, weder als Erstarrungsgefüge eines Eruptivgesteins Diorit noch als Gefüge eines basenreichen Kristallinen Schiefers. Der Chemismus der Einschlüsse mag durch Zufuhren aus dem Magma, wohl vorwiegend von SiO_2, saurer geworden sein. Nicht von der Hand zu weisen sind gewisse Ähnlichkeiten dieser Einschlüsse mit dem mutmaßlichen Kalksilikateinschluß im Massivgranit (Taf. 6, Fig. 3), und ich halte es für nicht ganz unmöglich, daß es sich auch hier zum Teil um Kalksilikatgesteine handelt, welche im Magma unter Stoffzufuhr verhornfelst wurden.

Andererseits können die großen Komplexe der Fürstensteiner Diorite keinesfalls auf solche Weise erklärt werden. Neue, noch unveröffentlichte Aufnahmeergebnisse Professor Fischer's (freundliche mündliche Mitteilung) im Raum Roßbach—Reichenbach nordöstlich Regensburg zeigen, daß sich dort die gleichen feinkörnigen Diorite zu regelrechten Gängen mit ziemlich konstantem NNW-Streichen zusammenschließen. Diese Tatsache ist natürlich der von Hegemann (1930) geäußerten Ansicht, die „Diorite" seien durch den älteren Kristallgranit hochgerissene Hornfelsschollen des tieferen Untergrundes, wenig günstig, sondern macht die Cloossche Meinung (echte Eruptiva) sehr

viel wahrscheinlicher. Zu dem gleichen Schluß kommt man auch auf Blatt Lalling östlich Deggendorf (Aufnahmegebiet von F. K. List) sowie im Steinbruch Padling auf Blatt Schöfweg, wo schwach geschieferte Diorite als konkordante und akkordante Gänge oder „Sills" den Gneisen eingeschaltet sind. Wenn man sich aber mit der Realität solcher basischer prägranitischer Eruptiva im Moldanubikum abfindet, besteht kein triftiger Grund, nicht auch die eben beschriebenen Einschlüsse im Ganggranit als kleine, natürlich im Granitmagma stark verhornfelste Schollen solchen Diorits anzusehen; auch wenn dieser in unserem Gebiet nirgends ansteht, der Granit kann sie ja aus der Tiefe mitgebracht haben. Für eine solche Auffassung scheinen mir die Einsprenglinge besonders von Plagioklas in unseren Einschlüssen zu sprechen, die in einem ehemaligen Kalksilikatfels nur schwer deutbar sind. Die Biotitbutzen der Einschlüsse könnten in diesem Sinne ehemalige größere Einsprenglinge von Hornblenden repräsentieren, die in den Dioriten nicht selten sind.

d) Saure Ganggranite

Neben den eben besprochenen Gängen treten in unserem Arbeitsgebiet noch eine Reihe anderer Granitgänge auf, die sich von den ersteren jedoch deutlich abheben durch ein meist gröberes Korngefüge und hellere Farbtöne, denn sie enthalten weniger Biotit. Ihr Chemismus ist saurer als der des Massivgranits. Die Korndurchmesser der häufigsten Typen saurer Ganggranite erreichen im Durchschnitt 2 mm, maximal sogar 3 mm. Am Mineralbestand fällt auf, daß Andalusite praktisch fehlen, wogegen Cordierite sogar recht häufig sind und eingesprengte idiomorphe Säulen von bis zu 1 cm Länge entwickeln. Unter den Hauptgemengteilen tritt Plagioklas (Oligoklase bis 25 % An sowie jüngere Albite) zurück, zugunsten von Kalifeldspat. Die Integrationsanalyse ergibt (gem. Vol.-%):

Kalifeldspat	41,8
Plagioklas	21,1
Quarz	29,8
Biotit	1,5
Muskovit	3,7
Akzessorien (vorwiegend Cordierit)	2,2
Sa.:	100,1

Trotz des geringen Biotitgehaltes ist also — bedingt durch den hohen Cordieritanteil — die Farbzahl des Gesteins mit über 7 höher als bei einem Aplitgranit. Da wir aber den Cordierit und sehr wahrscheinlich auch einen Teil der Oligoklasse auf aufgenommenes Nebengesteinsmaterial zu beziehen haben, ist die Behauptung wohl berechtigt, daß unsere sauren Ganggranite primär von aplitgranitischem Chemismus sind und erst durch Assimilation von Nebengesteinsmaterial zur Kalk-Alkaligranitreihe hin tendieren. In der Reihe der Chayesschen Granite (1952) passen die sauren Ganggranite infolge ihres hohen Kalifeldspatgehaltes nicht mehr hinein! Was die auf assimiliertes Nebengestein zurückgeführten Oligoklase der sauren Ganggranite anlangt, so möchte ich sie ähnlich wie bei den basischen Ganggraniten teilweise auch für echte „Mineraleinschlüsse" halten, denn Anorthitgehalte von 25 % passen eben hier viel weniger zum Gesamtchemismus des Gesteins als dort. Die Dichte der sauren Granite beträgt etwa 2,61, liegt also unter der des Massivgranits.

Im Gefüge stimmen die sauren Ganggranite mit den anderen, schon beschriebenen Typen der jungen Granitgeneration recht gut überein. Hervorzuheben wäre nur ihr verhältnismäßig hoher Gehalt an jungem Albitkorngefüge, was mit dem ebenfalls hohen Kalifeldspatanteil in Beziehung zu stehen scheint. Ferner scheint es zwei altersverschiedene Quarzgenerationen zu geben. Die Gefügeähnlichkeiten der sauren Ganggranite mit den übrigen jungen Graniten sind ein wichtiger Hinweis auf ihre Zugehörigkeit zu diesen, was von vornherein gar nicht so klar ist. Einige unter ihnen können nämlich allmählich in grobaplitische bis pegmatitische Gesteine übergehen, welche von manchen Pegmatoiden der Migmageneration nicht einmal mehr mikroskopisch zu unterscheiden sind. Das ist z. B. östlich von Zeitlarn der Fall, wo ein saurer Granitgang am einen Kontakt an normalen Ganggranit scharf angrenzt, am anderen eine breite pegmatitische Randfazies entwickelt, welche in Form eines biotitreicheren Stockscheiders am Migmatit abstößt. Zu allem Überfluß enthält der betreffende normale Ganggranit ähnlich aussehende pegmatitische Gesteine als echte Einschlüsse, so daß man aus diesem Aufschluß nur folgern kann, daß der saure Granit älter als der normale Ganggranit und möglicherweise noch zu den Migmagraniten zu stellen ist.

In anderen Teilen des Arbeitsgebietes wurden jedoch Aufschlüsse gefunden, die bewiesen, daß das Gegenteil richtig ist. So sprechen die für Ganggranite typischen, durchweg messerscharfen und diskordanten Kontakte unserer sauren Granite gegen eine Zugehörigkeit selbst zu den postorogenen Migmagraniten, welche doch häufig akkordant bis konkordant zum Altkristallin liegen (Abb. 3). Ferner schneiden saure Ganggranite das kontaktparallele Regelungsgefüge der normalen bis basischen Ganggranite diskordant ab; und schließlich fand Verf. eine Stelle, am westlichen Vilsufer, an der ein etwa 5 cm breites Gängchen des sauren Granits den basischen durchsetzte. Das ist der einzige echte Aplitgang, den Verf. im Arbeitsgebiet entdecken konnte.

Wir haben demnach den sauren Ganggranit aufzufassen als Erstarrungsprodukt von Restlösungen aplitischer Zusammensetzung des schon größtenteils erstarrten jungen Granitmagmas. Es ist eigenartig, daß die Aplitgranite besonders häufig in derjenigen Zone der Ganggranite auftreten, welche dem Massiv benachbart ist, daß sie aber nie den Massivgranit selbst durchsetzen. Vielleicht ließe sich das dahingehend deuten, daß sie ähnlich wie die basischen Ganggranite ihre Entstehung irgendeinem mechanischen oder chemischen Scheidungsprozeß (Differentiation) verdanken — am ehesten wäre eine Art Filterung vorstellbar mit Abpressung saurer Porenlösung nach oben (Eskola) —, welcher an den Massivrand gebunden war. Dafür spräche auch die Tatsache, daß sich saurer und basischer Ganggranit ungefähr zu normal-granitischem Chemismus ergänzen.

Die im normalen Ganggranit östlich Zeitlarn eingeschlossenen pegmatitischen Gesteine haben also mit den Pegmatiten, die sich aus dem sauren Ganggranit heraus entwickeln, nichts zu tun, sondern müssen als Pegmatoide der Migmageneration angesehen werden. Die Konvergenz beider Gesteine beweist nur die prinzipielle Ähnlichkeit der spätmagmatischen mit der ebenfalls bereits postorogenen spätmigmatischen Entwicklung.

Der Altersunterschied der sauren Ganggranite gegen die älteren normalen bis basischen scheint oft gar nicht sehr bedeutend gewesen zu sein, denn nicht immer ist eine scharfe Abgrenzung beider Gesteine gegeneinander verwirklicht. Auch finden sich in sauren Ganggraniten mitunter unregelmäßig verteilte, biotitreichere Schwaden, die darauf schließen lassen, daß das aplitische Magma bereits intrudiert ist, als das vorausgegangene basischere noch nicht vollkommen erstarrt war. Nicht selten ist zu beobachten, daß solche basischeren Schlieren vom nachströmenden aplitischen Magma

an die Ränder des Ganges gedrängt werden. Am oberen Kontakt eines flach liegenden Gängchens aus saurem Granit gegen Migmagranit konnte ich eine eigenartige granophyrische Verwachsung von jüngerem Quarz aus dem Restmagma des sauren Granits mit Kalifeldspäten und Plagioklasen des Migmagranits feststellen (Schreyer 1958).

e) Mineralabfolge und Gefüge der jungen Granite

Die jungen Granite zeigen, ähnlich wie die migmatischen Gesteine, ein ausgesprochenes Reaktionsgefüge der beteiligten Mineralphasen, wie es für das Erstarrungsgefüge eines kompliziert zusammengesetzten Eruptivgesteins kaum anders zu erwarten ist. Da das Magma in einem hohen Niveau der Kruste erstarrt ist, konnte es zu stellenweiser Ansammlung leichtflüchtiger Gemengteile kommen, welche eine jüngere Autometamorphose des Granits bedingten. Wir wollen im folgenden versuchen, die Abfolge der einzelnen primären Mineralisationen möglichst genau aus dem Gefüge rückzuschließen; die ausgesprochen spät- bis postmagmatischen Veränderungen des Gesteins sollen hingegen erst später behandelt werden.

Der älteste Hauptgemengteil der Granite ist zweifellos der Biotit, welcher in Blättern und Scheitern nach (001) auftritt. Andere Flächen sind nicht ausgebildet, z. T. deswegen, weil das Mineral von den jüngeren Hellgemengteilen korrosiv angegriffen wurde und daher unregelmäßig lappige Korngrenzen gegen dieselben entwickelte.

Biotit schließt sehr häufig winzige Säulchen von Zirkon und größere von Apatit ein. Erstere bilden breite pleochroitische Höfe in ihm aus. Diese beiden Akzessorien sind wohl als die ersten Ausscheidungen des Magmas anzusehen. Da ich an einer Stelle in einer Apatitsäule winzige Zirkonnädelchen eingeschlossen fand, sind letztere möglicherweise noch älter als Apatit; jedenfalls aber hat ihre Kristallisation eher begonnen als die des Apatits. Die Bindung beider Mineralien an Biotit scheint primärer Natur zu sein, möglicherweise bedingt durch elektrostatische Anziehung der im Magma schwebenden kleinen Kristallite durch die im Wachstum befindlichen Biotitscheiter. Da diese aber im späteren Verlauf der Kristallisation wieder teilweise resorbiert oder von hellen Mineralien verdrängt werden, können die Akzessorien sekundär auch in diesen Mineralien eingeschlossen auftreten. Das ist in besonders klarer Weise aus Tafel 6, Figur 4 ersichtlich, wo Apatite sekundär im Plagioklas liegen, der auch noch sozusagen „nebulitisch" (001)-parallele Reste des links angrenzenden Biotits enthält, welcher vielleicht sogar zusammen mit dem Biotit rechts am Rande ein einheitliches Großindividuum gebildet hatte.

Über die Stellung des Cordierits und des Andalusits kann nur gesagt werden, daß beide Frühgemengteile sind, mindestens ebenso alt wie Biotit, mit dem sie aber nicht in Beziehung treten; mit einer Ausnahme: Der rekristallisierte Biotitfilz des vorher beschriebenen Gneiseinschlusses umschließt randlich Andalusite (vgl. B, 1 b). Demnach wäre Andalusit also älter als Biotit. Auf alle Fälle sind die Andalusite und Cordierite älter als alle Hellgemengteile.

Von den Hellgemengteilen werden als erste große, in sich zonar gebaute Plagioklase ausgeschieden; ich nenne sie — ähnlich der Abfolge der Migmagranite — Altplagioklase. Sie sind primär ± idiomorph entwickelt, was aber durch spätere Verdrängungen teilweise wieder verwischt worden ist. Im Dünnschliff sind rechteckige Durchschnitte recht häufig; bestausgebildete Kristallfläche ist (010), während das (001)-Pinakoid meist nur undeutlich zu erkennen ist. Eine für die später zu behandelnde

Frage der Regelung dieser Mineralien im Gestein wichtig gewordene Formanalyse ergab, daß im allgemeinen a die längste Kristallachse ist, c die zweitlängste und b die kürzeste.

Die Kalifeldspäte können meist aufgeteilt werden in zwei altersverschiedene Generationen. Die ältere, mengenmäßig zurücktretende Generation kristallisierte im wesentlichen etwa gleichzeitig mit den Altplagioklasen. Sie bildet recht schön idiomorphe Tafeln nach (010), die fast immer nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt sind (Wachstumszwillinge, Taf. 6, Fig. 1). Den Altplagioklas verdrängen sie nicht direkt, jedoch umwachsen sie manchmal kleinere Kristalle von Plagioklas (Taf. 7, Fig. 3, Mitte; Kalifeldspat), deren Weiterwachsen dadurch unterbunden wird. Da diese Umwachsung fast immer mit gleicher kristallographischer Orientierung erfolgt, treten nie Myrmekite auf (Schreyer 1958), sondern später gebildete Perthite des Kalifeldspats gehen in den Plagioklaseinschluß allmählich über. Jünger als diese idiomorphe Mikroklin-Generation scheinen großflächige, xenomorphe, oft zwickelfüllende Kalifeldspäte zu sein. Sie umschließen jedenfalls Individuen der Generation I, wie das aus Tafel 7, Figur 3 ersichtlich ist, natürlich mit abweichender Orientierung, wodurch ja die Umwachsung allein kenntlich ist.

An Korngrenzen dieser jüngeren Mikrokline gegen Alt-Plagioklas treten vielfach Myrmekite auf. Die grobstengeligen, frühmikroklinen Myrmekite I sind relativ selten, was hauptsächlich darauf zurückzuführen ist, daß sie nur selten eindeutig als solche angesprochen werden können; denn es ist oft völlig unmöglich, zu entscheiden, was noch primärer Zonarbau der Altplagioklase ist und was später „aufgesetzter" Albitrand, in dem dann postmikrokline Myrmekite II zu fordern wären. Dennoch möchte Verf. die Behauptung aufstellen, daß es auch in den jungen, echt magmatischen moldanubischen Graniten zur Bildung der in Schreyer (1958) charakterisierten Myrmekite I gekommen ist; denn es gibt auch hier Fälle, in denen Oligoklase (15 % An) entlang der Grenze gegen jüngeren Kalifeldspat von den typischen groben Quarzwürmern durchwachsen werden, ohne daß eine Änderung im Chemismus des Plagioklases eintritt.

Wesentlich eindeutiger ist das Vorhandensein von Myrmekiten II, die also in einer jüngeren Plagioklas- bzw. Albitgeneration auftreten. Ob alle Plagioklase, die jünger sind als die Altplagioklase, einer einzigen Generation angehören oder wiederum mehreren, vermag ich nicht zu entscheiden. Es könnte ja immerhin möglich sein, daß sich sowohl an die Mikrokline I als auch II je eine Albitgeneration direkt anschließt. Doch scheint es mir grundsätzlich von Bedeutung zu sein, den Vorgang der Erstarrung und ihre Geschichte nicht zu sehr zu schematisieren, denn letzten Endes wird sich die Kristallisation der einzelnen Mineralien zeitlich überlappen, und die herausgestellten „Generationen" sind nur Grenzwerte einer allmählichen Entwicklung. Wollen wir also der Natur keinen Zwang antun und lediglich feststellen, daß es Albite gibt, die jünger sind als Kalifeldspat. Daß sie durchweg mit der Entmischung von Albitkomponente aus den Kalifeldspäten in Form von Perthiten in Zusammenhang zu bringen sind, erscheint mir im Hinblick auf die bedeutenden Mengen dieser jüngeren Albite unwahrscheinlich, doch mag es für einen Teil wohl zutreffen. Im wesentlichen scheinen sie von Na-reichen Restlösungen des Magmas abzustammen. Die typische Form der jungen Albite sind Knospen nach der in Figur 4, Tafel 7 abgebildeten Art. Diese Knospen schieben sich offensichtlich von der Intergranulare aus verdrängend in den Kalifeldspat vor. Dabei werden Myrmekite II gebildet, deren typisches Bild das fächerförmige, radiale Auseinanderstreben der Quarzadern von einem Punkt aus gegen die Korngrenze hin ist (Taf. 7, Fig. 4).

Nicht selten zeigen die Quarze dabei keulenartige Verdickungen gegen den Kalifeldspat hin, eine Beobachtung, die bei den grobstengeligen Myrmekiten I nie zu machen ist; dort sind die Quarzstengel in ihrer gesamten Länge etwa gleich dick. Das Bild paßt alles in allem sehr gut zu den Vorstellungen von Becke (1908) über die Genese der Myrmekite, denen ich in diesem Falle auch beipflichten möchte. Wechselsäume zweier verschieden orientierter Albitkorngefüge (A, 2 c) kommen in jungen Graniten ebenfalls vor, mit Vorliebe in sauren Ganggraniten. Perthite treten in beiden Mikroklingenerationen auf, dagegen fehlen die in migmatischen Gesteinen so häufigen Antiperthite vollkommen! Wenn sie auftreten, und das ist besonders in Ganggraniten der Fall, liegt immer der Schluß nahe, daß es sich bei den Wirtsplagioklasen um „mechanische Assimilate" aus migmatischem Altkristallin handelt.

Quarz ist fast durchweg als jüngster Hellgemengteil zu bezeichnen. Diese Tatsache ist ein ganz wesentlicher Unterschied gegenüber den Gesteinen der Migmageneration, deren Entwicklung also in einem bedeutsamen Gegensatz zu dieser Magmenerstarrung steht. Natürlich kann auch der Fall auftreten, daß Quarze bei der Intrusion der jungen Granite aus dem Nebengestein übernommen wurden, also eigentlich unverdaute Einschlüsse darstellen, die damit älter sein können als die Feldspäte. Das scheint besonders für einige basische Ganggranite zuzutreffen. In manchen sauren Ganggraniten, bei denen man sich über die Altersstellung des Quarzes nicht recht klar werden kann, scheint es schließlich auch eine ältere Quarzgeneration zu geben, die auf eine Übersättigung des Magmas an SiO_2 (aplitischer Chemismus) zurückzuführen ist und etwa vergleichbar wäre den idiomorphen, eingesprengten Quarzen mancher Quarzporphyre oder Felsite. Im allgemeinen füllen jedoch die Quarze der jungen Granite meist Zwickel zwischen älteren idiomorphen Mineralien, auch Kalifeldspäten (Taf. 6, Fig. 1). Andererseits wird gerade der Kalifeldspat nicht selten vom Quarz regelrecht verdrängt (Taf. 7, Fig. 1).

Ebenfalls eine späte Bildung des Magmas ist der Muskovit. Nach seinem Auftreten möchte man ihn sogar überhaupt als sekundären Gemengteil bezeichnen. Er umhüllt z. B. Biotite, unter teilweiser bis vollständiger Ersetzung derselben, oder aber er verdrängt Plagioklase teilweise. Eine sehr häufige Erscheinung ist das Aufsprossen von amöbiodem Muskovit in den Kalifeldspäten, was ja infolge der chemischen Verwandtschaft beider Mineralien nicht überraschend ist. Oft entstehen dabei Symplektitgefüge aus Quarz und Muskovit. Ferner umhüllt und verdrängt Muskovit stets die Andalusite, meist sogar auch die später pinitisierten Cordierite. Einheitliche Kristalle von Muskovit sind also zum Teil sicher Pseudomorphosen, vorwiegend nach Andalusit. Das Altersverhältnis des Muskovits zum Quarz ist nicht ganz klar; es kommen Einschlüsse von Muskovit in Quarz vor, doch könnten dieselben ja theoretisch auch ehemalige Kalifeldspäte oder Plagioklase sein. Biotite als Vorgänger dieser Muskovite scheiden aus, denn Verf. hat in allen Schliffen des Kristallins von Vilshofen immer wieder beobachtet, daß Quarz einen eingeschlossenen Biotit schützt vor allen späteren Umwandlungen, einschließlich Chloritisierung. Überträgt man dieses Schutzprinzip auch auf Kalifeldspäte und Plagioklase, dann sollte die Muskovitbildung für älter als wenigstens ein Teil der Quarze angesehen werden. Diese Ansicht stützend, konnte Verf. in einigen Schliffen beobachten, daß Quarz die Scheiter und Schuppen des Muskovits quer durchschnitten hat, doch ist man sich bei der hohen Rekristallisationsfähigkeit des Quarzes nie sicher, ob es sich nicht um eine jüngere Mobilisation handelt.

Wir können so über das Gefüge der jungen Granite zusammenfassend sagen, daß es praktisch einen Kampf jedes gegen jeden widerspiegelt, doch ist eine charakteristische Abfolge der verschiedenen Kristallisationen und Verdrängungen unleugbar und als

eine direkte Folge der jeweiligen Konzentrationsverhältnisse im Magma bzw seinen Restschmelzen zu betrachten.

f) Pegmatite

Während es den Magmen der jungen Granitgeneration an hydrothermalen Restlösungen, wie wir sehen werden, nicht mangelte, waren sie ausgesprochen arm an jenen leichtflüchtigen Gemengteilen, welche während der pegmatitisch-pneumatolytischen Phase der magmatischen Entwicklung festgelegt werden. Natürlich muß mit der Möglichkeit gerechnet werden, daß die entsprechenden Restlösungen in höhere Stockwerke abgewandert sind. Dafür spräche z. B. die Tatsache, daß Ganggranite der gleichen Generation aus dem Raum von Deggendorf, welcher sicher einem höheren Krustenniveau entsprach, reicher an pegmatitisch-pneumatolytischen Kristallisaten sind als die aus dem Raum Vilshofen.

Immerhin, die pegmatitisch-pneumatolytische Phase fehlt auch im Raume Vilshofen nicht vollkommen! Es wurde schon bei den sauren Ganggraniten ein Fall erwähnt, in dem ein solcher zur Seite hin allmählich grobkörniger und pegmatitähnlich wurde. An zwei anderen Stellen konnte Verf. in feinkörnigen normalen Ganggraniten grobe, pegmatitische Schlieren entdecken, welche sich unter allmählicher Kornvergröberung aus dem feinkörnigen Gefüge heraus entwickeln. Durch diese Eigenart unterscheiden sie sich deutlich von den schon erwähnten Einschlüssen von Migmapegmatoiden im Ganggranit. Sie sind also als echte Miarolen im Ganggranit aufzufassen. Scharf gangförmig auftretende junge Pegmatite gibt es im Raum Vilshofen nicht! Der Mineralbestand der Miarolen ist folgender: Wenig Altplagioklas (etwa 20 % An); sehr viel Mikroklin, meist fleischrot gefärbt; bis faustgroße Milchquarze; Biotite in kleineren Schuppen, meist stark umgewandelt, ferner idiomorphe Pinite in schöner, rhombischer Tracht. Kalifeldspat verdrängt des öfteren in eindeutiger Weise Quarz. Das steht der normalen Ausscheidungsfolge der jungen Granite jedoch nur scheinbar entgegen, denn die pegmatitische Phase selbst muß ja als jünger angesehen werden als die Erstarrung des Granits: So kann also ein Kalifeldspat der Pegmatitphase ohne weiteres einen Quarz verdrängen, welcher das Restkristallisat des normalen Granits ist. Charakteristischer Bestandteil der Miarolen sind ferner große Apatite, welche Zwickel zwischen Kalifeldspat und Plagioklas füllen, also jünger sind als diese beiden Mineralien!

Ein anderes typisches Mineral der pegmatitisch-pneumatolytischen Phase ist das Borsilikat Turmalin, das ich im Vilshofener Bereich nur an zwei Stellen nachweisen konnte. Der eine Fundpunkt am Vilskraftwerk ist den Verwüstungen durch das Hochwasser des Jahres 1954 zu verdanken. Es handelt sich um einen nur etwa 1 cm mächtigen Kluftbelag in granatführendem Migmatit. Der Mineralbestand ist: Quarz, Albit, wenig Kalifeldspat, Muskovit und schwarzer Turmalin (Schörl), der in einem Nest angereichert ist. Diese Mineralien sprossen teilweise in den freien Raum hinein, doch überschreitet die Korngröße infolge der Kleinheit des Vorkommens 1 cm nie; man spricht also besser noch von einem Turmalinaplit. Über die Mineralabfolge läßt sich wenig sagen; wahrscheinlich ist Turmalin, der idiomorphe Säulen nach c mit deutlicher Querabsonderung ausbildet, schon relativ früh kristallisiert, eventuell zusammen mit Albit, der in Tafeln nach (010) vorliegt. Kalifeldspat (Mikroklin) kommt nur an einer Stelle als kleine Zwickelfüllung vor. Muskovite als typisch spätpneumatolytische Mineralien finden sich 1. als externe größere Scheiter tafelig nach (001) und 2. intern im Albit. Sie deuten damit wohl eine schwache Vergreisung an. Jüngster Ge-

mengteil ist wieder Quarz, der in großen Kristallen die älteren Mineralien umhüllt oder verdrängt. Über den Turmalin ist noch zu sagen, daß er deutlich zonar gebaut ist, mit Pleochroismus von fast farblos nach preußischblau im Kern und blaß ockerbraun nach dunkel-blaugrün in den Außenzonen. Der diskordante Verband dieses Gesteins zum Altkristallin sowie der Mineralbestand (Muskovit, Turmalin!) machen eine Zugehörigkeit zu den Migmapegmatoiden wenig wahrscheinlich, obwohl der sichtbare Zusammenhang mit der jungen Granitabfolge fehlt.

Eindeutiger ist dieser Zusammenhang bei dem anderen der beiden Turmalinvorkommen südöstlich von Gerading. Hier handelt es sich um eine turmalin-aplitische Miarole von rundlicher Gestalt und etwa 10 cm ⌀ in einem normalen Ganggranit. Den Kern bildet makroskopisch schwarzer Turmalin in völlig zerrissenen Skeletten, die sich aber optisch auf wenige einheitliche Großkristalle beziehen lassen. Zonarbau ist nicht immer vorhanden. Wenn ja, dann geht der Pleochroismus der äußeren Zonen von hellgelb nach gelbbraun, was einem Dravit entspräche (Tröger 1952), während die seltenen blaugrünen Kerne wohl Schörl sind. Es würde diese Zonierung also einer Abnahme des Fe-Gehaltes zugunsten von Mg nach außen hin entsprechen. Die Skelettierung wird hervorgerufen durch Albite und Quarze, welche wahrscheinlich einer noch jüngeren, nicht mehr primär magmatischen Mineralisation angehören (vgl. Kap. C). Sicherlich primär ist aber wohl der Zonarbau der Miarole selbst; denn es folgt auf den Turmalinkern nach außen hin ein etwa 0,5 cm breiter Gürtel von ausschließlich Quarz, der außen von einem sehr muskovitreichen Saum begrenzt wird. Erst hierauf folgt dann ein Quarz-Feldspatgefüge mit nur untergeordnet Kalifeldspat und vorwiegend Albit. Die Kalifeldspatarmut dürfte wohl sekundär sein, ebenso wie das völlige Fehlen von Biotit in dieser äußersten Zone der Miarole. Der geringe Gehalt an Muskovit spricht für beginnende Vergreisung. Außerdem ist es zu einer Aplitisierung des normalen Granits gekommen (Fehlen von Biotit).

g) Lamprophyre

Das einzige Gestein, welches man im Raum um Vilshofen mit gewissem Recht als Lamprophyr der jungen Granitgeneration bezeichnen könnte, befindet sich innerhalb einer noch zu besprechenden, jungen Mylonitzone im Tälchen nordöstlich Wimhof und ist als feinkörniges, grüngraues, dichtes Gestein den dortigen Ultramyloniten zwischengeschaltet, welche selbst makroskopisch sehr ähnlich aussehen. Aus dem feinkörnigen Gefüge eines Lamprophyrs stechen bis zu 3 mm große helle Einsprenglinge von Feldspäten heraus, ferner etwa gleich große, dunklere mit manchmal deutlichem sechsseitigem Umriß. Unter dem Mikroskop geben sich letztere als Pseudomorphosen von Chlorit nach Hornblende zu erkennen. Die Einsprenglings-Feldspäte sind idiomorphe Tafeln aus stark serizitischem Albit, der aber sicherlich sekundär aus basischeren Plagioklasen hervorgegangen ist. Darauf weisen die allenthalben reichlich im Gestein vorhandenen Karbonatflitter hin, welche wohl das Calcium der ehemals basischen Plagioklase enthalten. Die Grundmasse des Gesteins besteht neben Karbonat hauptsächlich aus einem engverzahnten, intersertalen Gefüge aus feinsten Albitleisten (Albit ebenfalls sekundär), in das Fasern und Flitter von Chlorit, seltener von Serizit eingelagert sind. Hier und da sind kleinste Zwickel mit Quarz gefüllt; junge Drusen- und Spaltenfüllungen bestehen ebenfalls aus Quarz und Karbonat (Calcit). Die Dichte des Gesteins beträgt 2,69, liegt also, obwohl durch die Chloritisierung beträchtlich erniedrigt, noch immer höher als beim basischsten Ganggranit.

Aus Mineralbestand und Gefüge unseres Gesteins folgt, daß es kräftigen Ummineralisationen ausgesetzt war, welche der im Kapitel C zu behandelnden Diaphthorese des Kristallins angehören. Da das Gestein, wie wir vorausgeschickt haben, innerhalb einer Mylonitzone liegt, nehmen diese Ummineralisationen nicht weiter wunder. Erstaunlich ist andererseits, daß das Gestein, welches neben Ultramyloniten liegt, die ihr ehemaliges Gefüge vollkommen verloren haben, eigentlich relativ gut erhalten ist. Das kann nur dadurch erklärt werden, daß die tektonischen Bewegungen entlang der Mylonitzone mindestens zweiphasig verlaufen sind.

Soweit nach dem jetzigen Mineralbestand noch eine exakte Aussage möglich ist, ist die primäre mineralogische Zusammensetzung des Gesteins wie folgt anzugeben: Einsprenglinge von Plagioklas und Hornblende in einer Grundmasse aus ebenfalls Plagioklas, Hornblende und vielleicht Biotit sowie wenig Quarz. Danach ist das Gestein als Dioritporphyrit zu benennen. Die nadelige Ausbildung mancher eingesprengter chloritischer Pseudomorphosen läßt darauf schließen, daß unser Gestein zur Gruppe der „Nadeldiorite" Gümbel's zu rechnen ist, die aus den Gebieten weiter nördlich reichlich bekannt geworden sind und die immer jünger sind als die jüngsten Granite des Bayerischen Waldes. Ob unser Gestein und die „Nadeldiorite" jedoch als echte Lamprophyre dieser Granite gedeutet werden dürfen, vermag ich nicht zu entscheiden. Die Tatsache, daß sie von Mylonitisierungsvorgängen nicht mehr betroffen werden, die aber sehr wohl in den Graniten selbst nachzuweisen sind (vgl. Kap. C), scheint einen größeren zeitlichen Hiatus zur Granitintrusion anzudeuten, als er für Lamprophyre angenommen wird.

h) Pneumatolytische bis hydrothermale Veränderungen von jungen Graniten

Schon bei der makroskopischen Betrachtung von Massiv- wie auch von Ganggraniten fallen einem des öfteren Erscheinungen auf, die keinesfalls allein durch die Erstarrung in der Phase der Hauptkristallisation erklärt werden können; man muß vielmehr zu ihrer Deutung eine pneumatolytische bis hydrothermale Autometamorphose in Rechnung ziehen. Diese Veränderungen werden weitgehend überlagert von solchen, die mit einer noch jüngeren germanotypen Bruchtektonik in Verbindung zu bringen sind (vgl. Kap. C), und auf beide zusammen wirkte letztlich noch die fossile und rezente Verwitterung. So ergibt sich ein schwer entwirrbares Knäuel von Umwandlungserscheinungen an den Graniten, von denen Verf. unter dieser Überschrift versuchen will, nur die ersteren, die autometamorphen, zu erfassen. Es ist klar, daß dabei Schwierigkeiten auftreten, denn auch in den Zonen starker germanotyper Tektonik herrschten später, wie aus Kapitel C zu ersehen sein wird, hydrothermale Bedingungen. Andererseits wiederum zeigen manche Umwandlungserscheinungen der Granite, die hier beschrieben werden, deutliche Spuren einer postkristallinen Deformation. Verfasser möchte daher von vornherein um Nachsicht bitten, wenn es nicht immer gelingen wird, die Zuordnung zur einen oder zur anderen Gruppe exakt zu untermauern; es liegt das begründet in der Natur der Konvergenzerscheinungen und der häufig auftretenden Überprägung einer älteren Umwandlung durch eine jüngere.

Im Steinbruch Neustift war im Sommer 1953 am Nordende ein deutlich rotgefärbter Granit angefahren worden, dessen Auftreten in deutlicher Abhängigkeit von einer nach Osten einfallenden Quer-Kluft stand: Über derselben war

der Granit nämlich bis zu einem Abstand von 1 m rot gefärbt, nach unten zu ging er bereits nach 30 cm allmählich in den normalen grauen Granit über. U. d. M. zeigte sich, daß diese Rotfärbung des gesamten Gesteins beziehbar ist auf eine Veränderung, die nur die Kalifeldspäte betroffen hat. Diese sind nämlich durchstäubt von winzigen runden Partikelchen, die in mehr oder weniger dichten Wolken die Kristalle durchziehen; sie meiden im allgemeinen die Stellen der Spaltbarkeit und machen diese dadurch deutlich. Schon im Durchlicht, besonders schön aber im Auflicht, lassen diese Partikel einen rotbraunen Farbcharakter erkennen. Man geht wohl nicht fehl, wenn man sie als winzigste Ausscheidungen von Roteisen (Fe_2O_3) ansieht, wobei offenbleiben soll, ob diese ein Entmischungsprodukt aus dem Feldspat heraus oder eine Zufuhr aus spätmagmatischen Gasen oder Lösungen (Transport des Fe als Chlorid oder Fluorid) in den Feldspat hinein darstellen. Auf Grund der sicher nicht unbeträchtlichen Fe-Mengen und insbesondere der Abhängigkeit der Rotfärbung von der Klüftung des Granits bin ich mehr geneigt, an die letztere Möglichkeit zu glauben. Das bedeutend weitere Vorgreifen der Rotfärbung von der Kluft nach oben hin könnte auf das dem Schwerefeld vorwiegend entgegengesetzt gerichtete Aufsteigen der leichtflüchtigen Restbestandteile zurückzuführen sein.

Auch im Süden des Neustifter Bruches fand Verf. ähnliche, nur nicht so kräftig rot gefärbte Granite. Bei der Betrachtung der Kalifeldspäte im normalen grauen Granit fällt auf, daß diese Fe-Durchstäubung keineswegs auf die roten Granite beschränkt ist; sie ist dort nur besonders stark und somit für unser Auge sichtbar. So gibt es von normalen Graniten über solche mit leicht rötlichem Schimmer der einzelnen Kalifeldspäte bis zum knallig ziegelroten Granit hin alle Übergänge. Es ist vielleicht wichtig, nochmals zu betonen, daß die Rotfärbung unserer Granite und darüber hinausgehend auch einiger Gesteine des Altkristallins (z. B. Migmagranit südl. Hausbach) ausschließlich auf Konto der Kalifeldspäte geht; in anderen Gebieten (Ziehr 1954, Voll 1955) nämlich ist eine Rotfärbung an die Plagioklase gebunden.

Eine andere, sicher spätmagmatische Erscheinung ist die Bleichung der Granite, wie wir sie bei der Turmalinmiarole (B, 1 f) schon beschrieben und als Aplitisierung bezeichnet haben. Im Ganggranit an der Schießstätte Windorf zeigt sich die Bleichung in deutlicher Abhängigkeit von Klüften oder auch nur feinen Haarrissen im Gestein, entlang denen der Granit beiderseits bis etwa 0,5 cm tief aplitisiert ist. Dabei unterscheidet sich das gebleichte Gestein vom frischen nur durch das vollständige Fehlen von Biotit. Da die Menge des dafür vorhandenen Muskovits aber im Verhältnis zu der Biotitmenge im frischen Granit niedriger ist, kann es sich nicht um eine bloße Muskovitisierung der Biotite in der Bleichzone handeln, sondern es muß eine regelrechte Verdrängung derselben durch Hellgemengteile (Albite, Quarze) stattgefunden haben.

Eine andere Art der hydrothermalen Umwandlung des Frühgemengteiles Biotit ist im Schliff besser faßbar. Sie fällt bereits makroskopisch durch eine leichte Grünfärbung der Glimmer auf, und man denkt im ersten Moment an eine Chloritisierung. Doch sieht man sich hier in vielen Fällen getäuscht, denn infolge der gegen normalen braunen Biotit kaum veränderten Höhe der Doppelbrechung sowie der fehlenden anomalen Interferenzfarben muß man die Mineralien noch als Biotite ansprechen, allerdings, und das tritt im Dünnschliff sehr deutlich heraus, als grüne Biotite. Im Gegensatz zu den braunen Biotiten sind ihre Spaltrisse undeutlicher und weniger scharf, und sie stellen nicht selten an Stelle von eckigen Scheitern mehr faserige Aggregate und Büschel dar. Charakteristisch ist ferner das Vorhandensein von Titanmineralien (Rutil, Anatas, Titanit als Sagenit oder Leukoxen) in nächster Um-

gebung der grünen Biotite oder auch innerhalb derselben. Das spricht dafür, daß die grünen Biotite aus ehemaligen braunen hervorgegangen sind, durch Entmischung der im Gitter der braunen Biotite isomorph eingebauten Titansäure. In guter Übereinstimmung damit finden sich im Tabellenwerk Tröger's (1952) für Ti-reiche Biotite rotbraune bis rote Farben angegeben, für Ti-arme dagegen grünliche Farbtöne.

Offensichtlich als ein fortgeschritteneres Stadium dieser Biotitumwandlung gibt es in manchen Graniten gelbgrüne bis grünbraune Fasern und Flitter, deren Doppelbrechung weiterhin negativ ist, nun aber deutlich niedriger liegt als beim Biotit (meist gelb bis rot I. Ordnung). Dem ganzen Habitus dieser Mineralien nach kann es sich nur um Glieder der Vermiculitreihe handeln, die hier ± gut pseudomorph nach Biotit auftreten. In einigen Fällen, die allerdings wahrscheinlich schon der jungen Diaphthorese zuzuordnen sind, konnte Verf. beobachten, daß solche Vermiculite die für sie typische und namengebende Kristalltracht zeigen, nämlich wurmförmig gekrümmte, geldrollenartige, strahlige Rosetten und Aggregate. Hier handelt es sich bestimmt um hydrothermale Neubildungen.

Das Endglied der Biotitumwandlung ist schließlich ein Chlorit, der im Schliff blaß schmutzig-grüne Färbung und schwachen Pleochroismus zeigt; die Interferenzfarben sind deutlich anomal stahlblau oder auch „entenblau". Die Doppelbrechung ist sehr gering, aber immer noch negativ, weshalb es sich hier wohl um negative Pennine handelt. Auch diese Chlorite sind durchweg mit Titanmineralien vergesellschaftet, oft unter Ausbildung schöner Sagenitgitter, was ihre Abkunft aus Biotit klar erkennen läßt. Manchmal sind sie sogar noch mit frischem, braunem Biotit parallel (001) verwachsen. Diese Beobachtung sowie die häufige völlige Unabhängigkeit des Auftretens der Pennine von grünem Biotit oder Vermiculit läßt darauf schließen, daß die Chloritisierung der Biotite auch direkt erfolgen kann, also ohne Zwischenschaltung von grünem Biotit oder Vermiculit, wenn es die jeweiligen Bedingungen während der Hydrothermalphase erlauben. Als eine derartige Bedingung ist im wesentlichen die Möglichkeit der vollkommenen Entmischung bzw. Abfuhr von TiO_2 und K_2O aus dem Biotitgitter zu nennen. Chloritisierungen des Biotits erscheinen meist ebenfalls in deutlicher Abhängigkeit von Klüften im Gestein, wobei der Wirkungsbereich im allgemeinen innerhalb weniger Zentimeter liegt. — Mehrfach begegnete Verf. Chloriten, welche sich erstens durch einen etwas stärkeren Pleochroismus von den beschriebenen Penninen unterscheiden und zweitens durch die für Vermiculite typische wurmförmige Kristalltracht. Es liegt nahe, daran zu denken, daß es sich hier um eine Umbildung von idiomorph kristallisierten Vermiculiten handelt; wahrscheinlich sind die Chlorite auch (Pleochroismus!) keine Pennine mehr, sondern negative Prochlorite, welche ja auch typische hydrothermale Neubildungen sind. Eine Entscheidung dieser Fragen könnten nur genauere Bestimmungen der optischen und möglicherweise röntgenographischen Konstanten dieser Chlorite bringen, für die aber im Rahmen dieser Arbeit kein Platz war. Sie würden auch die stofflichen Verschiebungen während der hydrothermalen Beeinflussung sowie der Diaphthorese wohl kaum noch sehr viel klarer machen, als das ohnehin schon der Fall ist. Daß grundsätzlich nicht nur eine Art von Chloriten entsteht, erscheint jedenfalls sehr wohl denkbar.

Die häufige Beobachtung, daß Chlorite von Muskovit umsäumt werden, berechtigt nicht zu dem an sich naheliegenden Schluß, Muskovit sei jünger als die Chloritisierung; denn erstens umhüllt Muskovit sehr häufig auch völlig frische Biotite und zweitens benutzen die bei der Chloritisierung frei werdenden Ti-Mineralien nicht selten bei ihrer Kristalloblastese vorhandene Korngrenzen zwischen Biotit bzw. Chlorit einerseits und Muskovit andererseits. Man hat somit die von Muskovit umhüllten Chlorite wahr-

scheinlich auf selektive Chloritisierung des Biotits zurückzuführen. Obwohl älter als die Chloritisierung, stellt der Muskovit eine Mineralbildung dar, die — wie schon an anderer Stelle betont — im magmatischen Ablauf erst sehr spät einzuordnen ist. Verf. möchte sie an den Anfang der Pneumatolyse stellen und damit an die ungefähre Grenze zwischen Hauptkristallisation und spät- bis postmagmatischer Autometamorphose. Sie wandelt die Frühgemengteile Andalusit und Cordierit randlich um; im späteren Verlauf der hydrothermalen Beeinflussung erfolgt dann die eigentliche Pinitisierung der Cordierite, die im wesentlichen eine Pseudomorphosierung durch einen wirren Filz aus feinsten Hellglimmern und anderen Phyllosilikaten darstellt. Wäre sie in den Graniten nicht schon spätmagmatisch erfolgt, dann sicher im Zusammenhang mit der Diaphthorese, wie wir das ja auch für die Pinite des Altkristallins annehmen müssen. Wir finden jedenfalls im gesamten Vilshofener Raum keine frischen Cordierite mehr!

Auch die Plagioklase erfahren charakteristische Veränderungen während der Autometamorphose. Schon aus Tafel 6, Figur 1 sowie Tafel 7, Figur 3 ist zu entnehmen, daß die meisten Plagioklase selbst in äußerlich unverändertem Granit in keiner Weise mehr klar durchsichtig und damit frisch sind. In ihnen sind vielmehr in zum Teil völlig unregelmäßiger, zum Teil aber auch regelmäßiger Lagerung entlang den (010)-Spaltbarkeiten eine Unzahl von Hellglimmer- oder Serizitschuppen aufgesproßt, deren Gesamtverteilung über den Raum des Feldspates große Uneinheitlichkeiten aufweisen kann. In einigen Fällen jedoch ist zu beobachten (Taf. 6, Fig. 1, links oben), daß vorwiegend der basische Kern der zonargebauten Plagioklase von dieser Serizitisierung erfaßt worden ist, während die saureren Ränder noch relativ frisch sind. Ferner sind in den meisten Fällen auch die Albite der jüngeren Plagioklasgeneration ohne Veränderung geblieben. Die Serizitisierung äußert sich in den Anfangsstadien makroskopisch in einer weißlichen Trübung der Plagioklase im Granit. Nehmen die Serizite aber überhand, so treten gelbe bis gelbgrünliche Farbtöne auf. Wir finden dann in einem normalen blaugrauen Granit plötzlich und unvermittelt vereinzelte Flecken dieser Farben verteilt, die sich auch mikroskopisch noch nachweisen lassen durch einen ganz schwachen Pleochroismus der in den Plagioklasen neugebildeten Hellglimmer von farblos nach schwach gelblich-grün. Über den Chemismus dieser Glimmer liegen keine genauen Bestimmungen vor; sie besitzen zwar die optischen Eigenschaften von Muskovit, doch ist dieser ja, wie eine neuere Arbeit von Harder (1956) wieder bestätigt hat, rein durch seine Optik im sichtbaren Licht nicht von Paragonit zu unterscheiden. Es wäre nicht unmöglich, daß diese Neubildungen in Kalknatronfeldspäten keine reinen Kaliglimmer sind! Wenn aber doch, dann läge eine bedeutende Kalianreicherung vor.

Das Endstadium einer solchen Serizitisierung ist bei einem Gestein aus dem Bruch Neustift erreicht, bei dem man es im ersten Moment überhaupt nicht für möglich halten möchte, daß es einmal ein Massivgranit war. Es bildet makroskopisch grünlichgelb und hellgrau gesprenkelte Massen, in denen zentimetergroße Pyrite in zusammengeschachtelten Würfelaggregaten schwimmen. U. d. M. sieht man, daß neben den Akzessorien eigentlich nur mehr der Quarz in frischem Zustand vorliegt, und das ja auch nur, weil er zu keinen chemischen Umwandlungen fähig ist. Die Biotite sind überhaupt verschwunden, wahrscheinlich quantitativ muskovitisiert; die Plagioklase sind völlig serizitisiert: In seltenen Fällen kann man gerade noch ihre ehemaligen Umrisse (Pinakoide) ahnen, welche einen wirren Filz von in jeder Richtung miteinander verwachsenen, in sich häufig radialstrahligen Büscheln der blaß grünlich durchscheinenden Hellglimmer umschließen (Taf. 7, Fig. 2). Der Kalifeldspat

zeigt schon beim Betrachten mit der Lupe rötliche Farbtöne, ist also von Roteisen durchstäubt. Ferner bestehen die einzelnen Kristalle meist aus zwei etwas verschieden orientierten, sich vollkommen unregelmäßig durchwachsenden Teilindividuen; wir werden auf diese Erscheinung im Kapitel C noch näher einzugehen haben. Was die Pyritwürfel anlangt, so dürfen wir sie als echte Porphyroblasten ansehen, die das alte Gefüge einschließlich Serizit verdrängen und zum Teil intern übernehmen. Da der Pyrit als „Hans in allen Gassen" wohlbekannt ist, kann er nicht dazu verwendet werden, die beschriebene Gesteinsumwandlung einer bestimmten, thermisch fixierten magmatischen Endphase zuzuordnen. Sein Auftreten beweist aber eine Zufuhr von Schwefel in dieser Phase, während die Serizitisierung natürlich nicht ohne die Mitwirkung von H_2O abgelaufen sein kann.

Überblickt man die besprochenen Umwandlungserscheinungen des Granits als Ganzes, so ergibt sich, daß außer Quarz und den Akzessorien Apatit und Zirkon alle anderen primären Gemengteile des Granits auf verschiedene charakteristische Weise betroffen werden.

i) Verwitterung der Granite

Dieser Abschnitt ist gedacht als Anhang zu der petrographischen Beschreibung der jungen Granite. Er erfaßt einige ihrer Verwitterungsumwandlungen, denen man beim Mikroskopieren immer wieder begegnen kann und die deshalb der Vollständigkeit halber noch mit angeführt werden sollen. In bezug auf die noch zu beschreibende Diaphthorese des Kristallins, die natürlich auch die jungen Granite mitbetroffen hat, sind diese Verwitterungserscheinungen teilweise älter, meistens aber jünger! Was hier über die Verwitterung des Granits gesagt werden wird, kann sinngemäß auf die im Mineralbestand recht ähnlichen, den gleichen exogenen Einflüssen ausgesetzten Gesteine des Altkristallins übertragen werden.

Im wesentlichen haben wir es mit zwei sich sowohl zeitlich als auch in ihrem Ablauf voneinander unterscheidenden Phasen der Verwitterung zu tun. Die ältere von beiden konnte ich an Bohrkernen von Massivgranit nachweisen, die einer Wasserbohrung kurz südwestlich Oberoh am südlichen Kartenrand des Blattes Vilshofen entstammen. Das Profil der Bohrung habe ich an anderer Stelle eingehender beschrieben (Schreyer 1957 a); für unser Problem hier ist nur wichtig, daß der betreffende Massivgranit dort die Unterlage der Transgressionsfläche des Mittleren Doggers darstellt. Somit sind die an ihm beobachteten Verwitterungserscheinungen zeitlich in den Lias bis Unteren Dogger einzustufen. Woraus bestehen diese nun? Der Granit ist in den obersten Partien völlig vergrust, unter Zersetzung sämtlicher Feldspäte in ein gelblich-weißes, kaolinartiges Material. Dieses gibt sich u. d. M. als eine völlig wirre Verwachsung von winzigen, meist sehr niedrig doppelbrechenden Nadeln, Spießen, Fasern und Blättchen zu erkennen, welche mittlere Lichtbrechung (etwa 1,58), positiven Zonencharakter sowie eine auch im Schliff deutliche schwach gelbbraune Färbung aufweisen. Häufig finden sich höher doppelbrechende Schuppen eingeschaltet, welche wohl Hellglimmer sind. Bei dem anderen, wesentlich häufigeren Mineral kann es sich dagegen nur um Kaolinit handeln, der durch einen geringen Gehalt an Eisenoxyd gefärbt ist. Biotite fehlen in den obersten Partien des Granits, sind aber weiter nach unten zum frischen Gestein hin mehr und mehr in normalem Umfange vorhanden. Das Gestein selbst wird auch zusehends fester, und es sind bei der Endteufe der Bohrung (15,70 m unter der Transgressionsfläche) nur mehr die Plagioklase quantitativ umgewandelt, während die Kalifeldspäte

völlig frisch sind. Es handelt sich hier also um eine selektive Verwitterung. Charakteristisch ist, daß es wieder einmal die Plagioklase sind, welche der Umwandlung zuerst anheimfallen; bei der autometamorphen Serizitisierung waren wir bekanntlich zu dem gleichen Ergebnis gekommen. Die Kalifeldspäte erweisen sich hier wie dort als wesentlich resistenter!

Die zweite Art der Verwitterung ist wesentlich späterer Entstehung, dafür aber auch viel weiter verbreitet als die eben erwähnte, die sich — außer durch Bohrung — wohl kaum noch sonst irgendwo an der Erdoberfläche selbst nachweisen lassen wird. Ihr erdgeschichtliches Alter umfaßt einen sehr weitgespannten Bereich, etwa vom Miozän bis heute. Während des Obermiozäns (Burdigals) transgredierte über den südlichen Teil des Neustifter Granitmassivs die Obere Meeresmolasse, in welcher eingeschlossene und aufgearbeitete kleine Bruchstücke des Massivgranits ebenfalls charakteristisch verändert wurden: Es kam zu einer teilweisen Glaukonitisierung der Feldspäte (Schreyer 1956). Die hier zu beschreibende festländische Verwitterung ist zeitlich zum Teil vor, hauptsächlich aber nach diesem Meereseinbruch anzusetzen. Natürlich haben wir heute kaum mehr irgendwo ein vollständiges Profil durch eine solche tertiäre Verwitterungsrinde, sondern was wir vorfinden dürften wohl die durch die jüngere Verwitterung mannigfach überprägten, tiefgelegenen Partien der fossilen Rinde sein. Im Extremfall eines derartigen Zersatzes liegt ein sandiges Residualsediment ohne irgendwelche Lesesteine vor. Die weniger verwitterten Partien, mit denen man es im Schliff zu tun hat, sind mehr oder weniger konsistente Gesteine, deren Feldspäte weißlich getrübt und deren Biotite zwar noch frisch sind — also nicht etwa chloritisiert —, aber doch schon randliche Brauneisenausscheidungen nach Art von Rostflecken aufweisen. Dadurch erscheint das Gestein als solches nicht mehr blau oder grau wie im frischen Zustand, sondern gelblich bis bräunlich. Die Trübung der Feldspäte kann oft sehr tief hinabreichen in Zonen, in denen man die Verwitterungserscheinungen überhaupt gar nicht mehr als solche anerkennen möchte.

Der nur mikroskopisch erkennbare Grund für diese Trübung ist letzten Endes eine Umwandlung in erster Linie wieder der Plagioklase, untergeordnet und nur in sehr stark verwitterten Gesteinspartien auch der Kalifeldspäte, was erneut deren höhere Resistenz gegenüber sekundären Umwandlungen beweist. Es zeigt sich auch eine Abhängigkeit vom Chemismus in der Weise, daß in erster Linie die Ca-reichen Plagioklase erfaßt, die Albite dagegen stärker geschont werden. So kommt es, daß auch hier zu allererst und vorwiegend die basischen Kerne der Altplagioklase umgewandelt werden, die sauren Ränder und insbesondere die Knospen der jüngeren Albitgeneration hingegen unversehrt bleiben. Die Umwandlung selbst ist ein mehr oder weniger dichtes Aufsprossen schmaler und langer, feinster Nädelchen und Schüppchen von Mineralien mit glimmerähnlicher Spaltbarkeit. Zu einem Teil mögen es, nach der Doppelbrechung zu schließen, wirklich Hellglimmer sein, zum anderen Teil sprechen niedrigere Doppelbrechungen mehr für wasserhaltige reine Al-Silikate. Da die Interferenzfarben für Kaolinit etwas zu hoch erscheinen, könnte es sich vielleicht um Vertreter der Montmorillonitreihe handeln. Genaue Bestimmungen dieser Verwitterungsmineralien waren mit den Verf. zur Verfügung stehenden Mitteln nicht möglich. Jedenfalls unterscheiden sich die Verwitterungsumbildungen der Plagioklase von der autometamorphen Serizitisierung außer durch die schmalnadelige Tracht der neugebildeten Mineralien auch noch durch die fehlende schwach grünliche Färbung.

Nicht vergessen werden soll als eine weitere Erscheinung der jungen Verwitterung die häufige Ausfüllung von Spaltrissen der Feldspäte sowie der Intergranulare des Gesteins mit Brauneisen, welches wahrscheinlich der Zersetzung der Biotite

(Baueritisierung, Katzengold) entstammt. Häufig sind auch die zersetzten Plagioklaskerne von mikrolithischem Brauneisen durchtränkt.

2. Die Intrusionstektonik der jungen Granite und deren tektonisches Gefüge

a) Das Neustifter Granitmassiv

Das vorliegende Kapitel soll der Granittektonik gewidmet sein und damit denjenigen Erscheinungen im Mikro- und Makrogefüge der Granite, welche Rückschlüsse auf den Mechanismus, der das Granitmagma an seinen heutigen Platz verwies, sowie insbesondere auf die Form der Intrusion selbst erlauben. Wir werden uns dabei immer wieder der Arbeiten von H. Cloos (1923) und H. Cloos und Mitarbeitern (1927) zu erinnern haben, welche den Intrusionsmechanismus der Plutone des Passauer Waldes weitgehend klären konnten, und werden ferner Bezug nehmen auf die granittektonische Arbeit G. Horninger's (1935) über den Schärdinger Granit in Oberösterreich. Um dem Leser einen Vergleich zu erleichtern, seien kurz die regionalen granittektonischen Ergebnisse dieser Arbeiten an den Anfang gestellt.

Cloos, der nur makroskopisch arbeitet, findet den älteren Bestand der Passauer Plutone, das sind also das Hauzenberger Massiv und der Tittlinger Granit mit den dazwischenliegenden kleineren Einzeldurchbrüchen ohne aber das jüngere Saldenburger Massiv, regional zusammengesetzt aus zwei in E—W-Richtung gespannten, im Ilztal sich berührenden flachen Kuppeln. Die „linearen Fasern", das sind die B-Achsen, streichen in der Mitte Ost—West, im Südteil mehr flachherzynisch (WNW—ESE), im Nordteil dagegen mehr erzgebirgisch (WSW—ENE), so daß dadurch das Bild eines sich nach Osten hin öffnenden B-Achsenfächers entsteht, dessen Scheitel etwa bei Tittling liegt. Die Lage der Achsen ist entsprechend dem flachen Kuppelbau meist horizontal oder taucht flach nach Ost oder West ein.

Der Schärdinger Granit Horninger's, der etwa 20 km südöstlich vom Neustifter Massiv liegt, zeigt ähnliche Verhältnisse. Makroskopisch konnte Horninger nur ein flächenhaftes Parallelgefüge ermitteln, doch brachten ihm Gefügevermessungen die B-Achsen des Granits eindeutig zum Vorschein, senkrecht zu denen ja die Quer-Klüfte liegen. Regional bestimmte er nun jeweils Q und daraus B. Dieses streicht auch hier Ost—West und taucht unter rund 25° nach Westen ein; nach Norden zu wird das B etwas mehr in erzgebirgische Richtung rotiert, so daß auch hier ein allerdings einseitiger B-Achsenfächer vorliegt.

Wie verhält sich nun unser Neustifter Granit gegenüber diesen beiden? Als auswertbare Gefügeelemente treten neben den später zu erwähnenden Klüften dem geübten Auge makroskopisch gerade noch sichtbare flächige Parallelgefüge auf, welche auf eine mehr oder weniger deutliche Einregelung der Biotite zurückzuführen sind. Ich kürze sie im folgenden ab als s_1-Flächen (im Gegensatz zu „s"-Flächen der Gneise und S_2-Flächen, welche Klüfte sind). In seltenen Fällen ist bei der Aufsicht auf eine solche s_1-Fläche eine bevorzugte Lineare zu erkennen: Cloos nannte das die lineare Streckung; sie entspricht jedoch, wie wir sehen werden, formal derjenigen der Kristallinen Schiefer, ist also eine B-Achse.

Um das Wesen der makroskopisch sichtbaren Gefügeelemente klarer herauszustellen, wurden mikroskopische Gefügevermessungen durchgeführt an Schliffen,

welche parallel zu den Q-Klüften, also senkrecht zu B geschnitten waren. Dabei ergab sich für die Biotite das klarste Bild (Abb. 11): Die Glimmerpole zeigen deutliche Häufungen auf dem Großkreis um B, wobei sich 2 Hauptmaxima unterscheiden lassen. Das erste Maximum (oben und unten) entspricht davon in der Lage genau den zu erwartenden Häufungen durch die makroskopisch sichtbare s_1-Fläche, welche im Diagramm somit zum Äquator wird. Auf Grund der makroskopischen Befunde völlig unerwartet, jedoch quantitativ dem Maximum I keineswegs nachstehend, erscheint links und rechts ein Maximum II, welches einer im Diagramm eingetragenen s_1'-Fläche entspricht. Diese bildet zum s_1 einen Winkel von rund 70°. Die in Zentrumsnähe erscheinenden, weniger deutlichen Häufungen lassen sich einem Kleinkreis um B mit ca. 25—30° Radius zuordnen, welcher 4 Nebenmaxima besitzt, die jeweils und vielleicht nicht zufällig zwischen B und den Hauptmaxima I und II liegen. Gefügekundlich haben wir es bei unserem Massivgranit also mit einem Übergangstypus zwischen B-Tektonit und S-Tektonit zu tun [der Name Tektonit widerspricht keineswegs unserer Auffassung, daß die jungen Granite echte Magmagesteine sind; auch Sander (1950) bezeichnet solche ja als Schmelztektonite], der außerdem Glimmerbesetzungen im

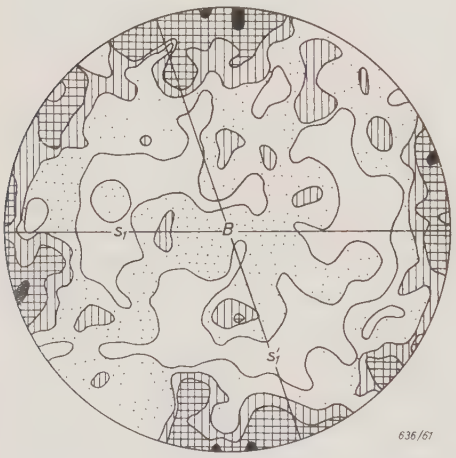


Abb. 11. 208 (001)-Pole von Biotiten. Belegungsdichte in %: 0—1 punktiert; 1—2 senkrecht schraffiert; 2—4 kreuzschraffiert; > 4 schwarz.
Massivgranit Neustift. Schliff senkrecht zu B, welches N 70° E streicht und 45° WSW taucht. s_1 streicht N 160° E und fällt 45° WSW.

zentralen Teil des Diagramms, also in direkter Nähe der B-Achse, aufweist. Während das eben erläuterte Diagramm von einem Granit des Neustifter Bruches mit makroskopisch nicht sehr deutlicher s_1-Fläche stammt (das s_1' ist wohl makroskopisch deswegen unkenntlich, weil die in ihm geregelten Biotite größenmäßig hinter denen des s_1 zurückstehen), bezieht sich Abbildung 12 auf einen Massivgranit des Vilstales, dessen s_1 makroskopisch stärker hervortrat. Wir sehen daher im Diagramm ein starkes (zweigeteiltes) Hauptmaximum oben und unten, das dem s_1 entspricht. Daß aber selbst hier ein s_1' nicht fehlt, beweisen schwächere Überbesetzungen an der rechten und linken Peripherie. Der Kleinkreis um B ist zwar vorhanden, doch sind die vier Nebenmaxima der Abbildung 11 nicht so klar entwickelt; eines fällt hier sogar mit B zusammen. Der Winkel zwischen s_1 und s_1' beträgt 75°; dieser Wert scheint eine charakteristische Größe darzustellen, liegt aber im Vergleich mit Abbildung 11 hier in entgegengesetzter Richtung von s_1 aus. Insgesamt ist in Abbildung 12 die periphere Häufung der Biotitpole stärker als in Abbildung 11. — Wir haben somit durch diese Diagramme erwiesen, daß die Massivgranite echte B-Achsen besitzen und stimmen darin mit den Ergebnissen Horninger's (1935) im Schärdinger Granit überein.

Wollen wir nun noch prüfen, wie sich die anderen Mineralien des Granits in ihrer Lage zu den durch die Biotitregelung festgelegten tektonischen Koordinaten verhalten! Wir gehen dabei zurück in den Bruch Neustift und führen unsere Untersuchungen an demselben Schliff durch, der die in Abbildung 11 dargestellten Ergebnisse geliefert hat. Abbildung 13 bringt das entsprechende Quarzachsendiagramm: es zeigt eine fast gleichmäßige Verteilung der Quarzachsen über die gesamte Fläche hinweg: Unter- wie auch Überbesetzungen sind uncharakteristisch und wahrscheinlich zufällig. Wir können somit feststellen: Der Neustifter Granit weist keine bevorzugte Quarzregelung auf; das trifft auch für den Schärdinger Granit Horninger's zu.

Abb. 12. 210 (001)-Pole von chloritisierten Biotiten.
Belegungsdichte in %: 0—1 punktiert; 1—2 senkrecht schraffiert; 2—4 kreuzschraffiert; 4—8 schwarz.
Massivgranit Vilstal. Schliff senkrecht zu B. Dieses streicht N 45° E und taucht 50° SW. s_1 streicht N 135° E und fällt 50° SW.

Wesentlich komplizierter bezüglich Einmessung, Darstellung und Deutung liegen die Verhältnisse bei den mengenmäßig wichtigsten Mineralien des Granits, bei den Feldspäten. Um ein einigermaßen klares und auch übersichtliches Bild der Verteilung zu geben, habe ich, wie schon beim Altkristallin, X, Y und Z sowie (010) in getrennten Diagrammen dargestellt. Das unterbindet natürlich andererseits die Möglichkeit, festzustellen, welches X zu welchem Y und Z gehört. Wir wollen das daher im Text für die wichtigsten Maxima klarstellen.

Abb. 13. 200 Quarzachsen in gleichem Schliff wie Abb. 11.
Belegungsdichte in %: 0—1 punktiert; 1—2 senkrecht schraffiert; > 2 schwarz.

Beginnen wir mit den Plagioklasen: Es wurden nur Altplagioklase eingemessen, da die auf der postmikroklinen Intergranulare aufgesproßten jüngeren Albite natürlich keine Regelung erwarten lassen. Da es sich bei einer eventuellen Regelung der Kristalle im Magma ja nur um eine Regelung nach der Korngestalt handeln kann,

wurde als erstes der Versuch einer Formanalyse unternommen. Dazu wurden reine Längenmessungen an den ± rechteckigen Kristallquerschnitten im Dünnschliff vorgenommen und durch die Optik festgestellt, ob die gemessene Länge bzw. Breite etwa der kristallographischen a-, b- oder c-Achse entspricht. Das an 25 Kristallquerschnitten gewonnene Ergebnis ist folgendes: 17 Messungen an ungefähren bc-Schnitten ergaben eine Gesamtlänge parallel c von 800 Längeneinheiten, parallel b von 572 Längeneinheiten. 8 Messungen an ungefähren ab-Schnitten erbrachten eine Gesamtlänge von 540 Einheiten parallel a sowie von 303 Einheiten parallel b. Hieraus folgt, daß sich die Längen der Achsen c und b etwa wie 4 : 3 verhalten, das Achsenverhältnis a : b ist sogar 5,5 : 3. An ac-Schnitten ist fast immer festzustellen, daß die längere Achse dem kristallographischen a parallel liegt, was eigentlich schon aus den obigen Messungen folgt; denn, wenn man deren Ergebnis auf gleiche Anzahl von Messungen für a und c bezieht, ergibt sich ein Längenverhältnis a : c = 11 : 8. Wir können also

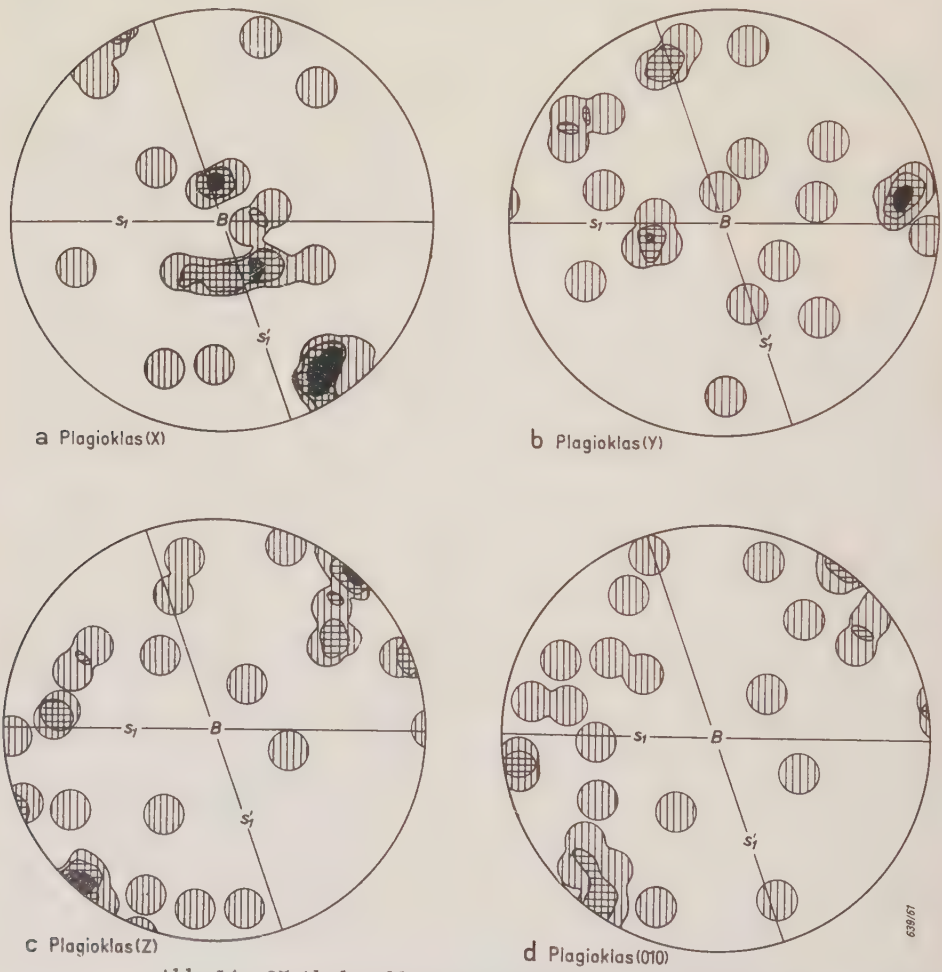


Abb. 14. 25 Altplagioklase aus gleichem Schliff wie Abb. 11.
Eingemessen wurden X, Y, Z und die (010)-Pole. Belegungsdichte in %: 0—4 senkrecht; 4—8 kreuzschraffiert; 8—12 schwarz.

zusammenfassen: Die Altplagioklase sind Parallelepipede, deren längste Achsen a, die zweitlängsten c und die kürzesten b sind. Natürlich wird es auch Ausnahmen dieser Regel geben, doch kommt es uns ja beim Gefüge nur auf statistische Gesetzmäßigkeiten an.

Die Gefügediagramme der Altplagioklase sind in Abbildung 14 wiedergegeben: Das X-Diagramm (Abb. 14, a) zeigt einen nicht vollständig besetzten Kleinkreis mit etwa 20° Radius um B des Gesteins. Dieser Wert entspricht etwa dem Winkel X/a, so daß damit feststeht: Es gibt eine Einregelung der längsten Kristallachse a in die B-Richtung des Gesteins. Die hierzu gehörigen Y- und Z-Richtungen sowie die (010)-Pole liegen vorwiegend peripher, so daß ihre 3 Diagramme (Abb. 14, b—d) mehr oder weniger deutlich und gleichmäßig besetzte Großkreise um B aufweisen. Überbesetzungen dieser Großkreise treten bei allen drei genannten Größen ungefähr senkrecht zu den aus der Biotitregelung erschlossenen s_1- sowie s_1'-Flächen auf; wir dürfen daraus schließen, daß neben einer Regelung nach der Stengelachse der Kristalle auch eine flächenhafte vorhanden ist, und zwar scheinen hierbei die (010)-Flächen und (001)-Flächen als Regelungselemente [analog (001) der Biotite] gleichwertig zu sein. Abweichungen vom 90°-Winkel haben mehrere Ursachen: Erstens entsprechen ja die Y- und Z-Richtungen nicht genau (001) bzw. (010) und zweitens stehen ja beim triklinen Kristall die drei Kristallachsen nicht aufeinander senkrecht. Schließlich bewirkt auch die häufige Verzwillingung nach dem Albitgesetz eine gewisse Streuung der Werte für X, Y und Z. Dies war eine der feststellbaren Regeln der Plagioklase. Eine andere ergibt sich aus einem allerdings recht undeutlichen Kleinkreis von rund 30° Radius, den die Y-Werte um B des Gesteins besetzen (Abb. 14, b). Die 30° entsprechen dem Winkel Y/c, so daß es sich hier nur um eine stengelige Einregelung der zweitlängsten Kristallachse, nämlich c, parallel B des Gesteins handeln kann. Dadurch rücken diesmal neben Z und dem richtungsmäßig nur wenig verschiedenen (010) auch die X-Pole an die Peripherie; allerdings bilden letztere keinen deutlichen Großkreis um B, dafür aber ein recht scharfes peripheres Maximum, das etwa einen 60°-Winkel zum s_1 bildet. Diese Tatsache kann auf zwei verschiedene Ursachen zurückgeführt werden: Erstens kann es sich um die Einregelung einer (110)-Fläche im s_1 handeln und zweitens um eine Einregelung von (010) im s_1'. Es ist auf Grund des spitzen Winkels zwischen s_1 und s_1' durchaus möglich, daß beide Ursachen zutreffen. In den Diagrammen für Z und (010) (Abb. 14, c—d) überlagern sich demnach zwei auf verschiedene Regeln zu beziehende Großkreise, was natürlich eine einwandfreie Zuordnung der Maxima von vornherein erschweren muß. Klar ersichtlich ist jedenfalls aus beiden Diagrammen eine zentrale Unterbesetzung. Das besagt, daß b der Kristalle nur höchst selten als Stengelachse fungiert, was ja auch die Formanalyse schon ergeben hat. Wenn also auch die Diagramme nicht immer einwandfrei gedeutet werden können, so ist doch eine Formregelung der Plagioklase unverkennbar und bestätigt gewissermaßen diejenige der Biotite.

Wie verhalten sich nun die Kalifeldspäte? Was ihre Form anlangt, so zeigen sie nur relativ selten die schon früher erwähnten leistenförmigen Querschnitte, bei denen (010) als Tafelfläche fungiert. Die Langachse dieser Leisten ist, wie sich mit dem Gipsblatt leicht feststellen läßt, fast immer a. Wir haben diese Kalifeldspattafeln als älteren Mikroklin I beschrieben. Die häufigeren Mikrokline II sind meist weniger schön idiomorph entwickelt und zeigen im allgemeinen gedrungene, rechteckige bis fast quadratische Querschnitte oder sind durch spätere Verdrängungen (Quarz, Muskovit) überhaupt xenomorph geworden. So wurde hier auf eine quanti-

tative Formanalyse verzichtet. Dennoch zeigen die Gefügediagramme für X, Y und Z (Abb. 15, a—c) charakteristische Züge. Eine Unterscheidung zwischen Mikroklinen I und II konnte bei der Einmessung leider nicht gemacht werden, da eindeutige Hinweise auf die Zugehörigkeit der Kristalle zur einen oder anderen Generation wie etwa in Tafel 7, Figur 3 fehlten. Das X-Diagramm (Abb. 15 a) zeigt ähnlich wie beim Alt-

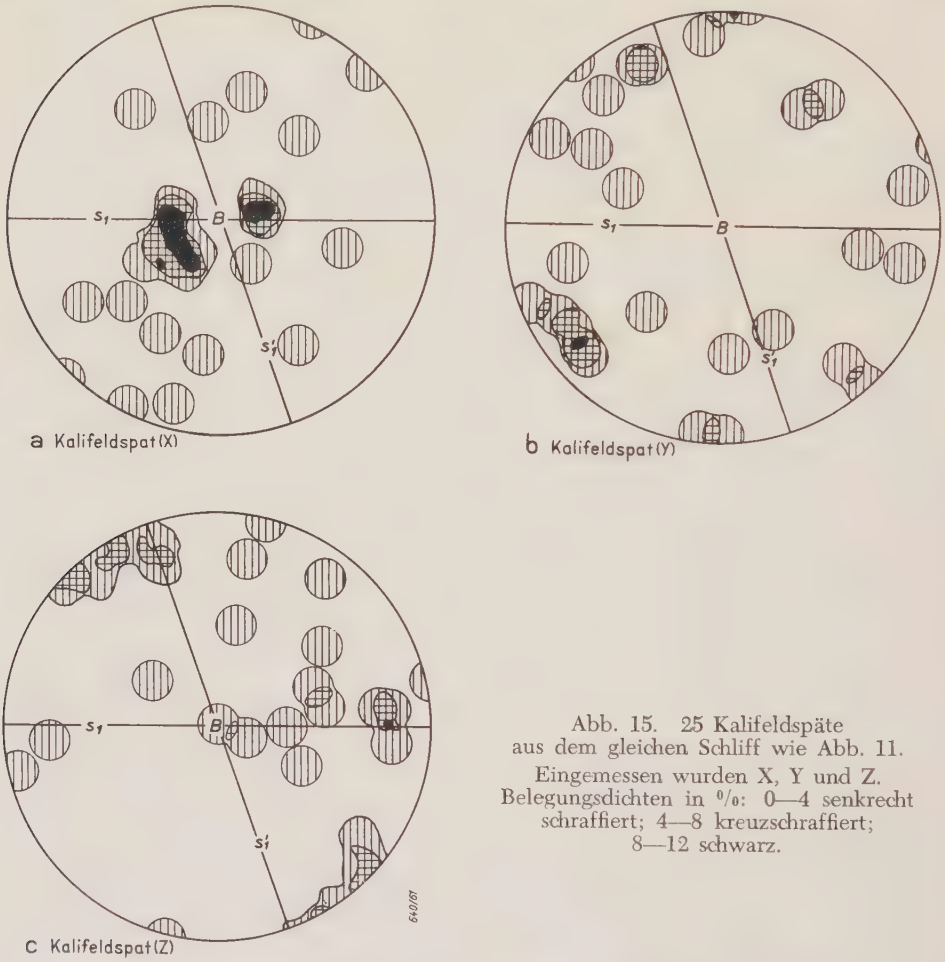


Abb. 15. 25 Kalifeldspäte aus dem gleichen Schliff wie Abb. 11. Eingemessen wurden X, Y und Z. Belegungsdichten in %: 0—4 senkrecht schraffiert; 4—8 kreuzschraffiert; 8—12 schwarz.

plagioklas einen deutlich überbesetzten Kleinkreis von etwa 20° um das B des Gesteins. Letzterer Wert ist natürlich wieder der Winkel X/a (bei Mikroklin 18°), so daß wir auch hier eine stengelige Einregelung der Kristalle mit der a-Achse parallel zum B des Gesteins vor uns haben. Die entsprechenden Y- und Z-Werte bilden demgemäß wieder Großkreise um die B-Achse! Besonders deutlich ist der Großkreis von Y entwickelt, welcher kaum irgendwelche Überbesetzungen aufweist (Abb. 15 b). Etwas anders liegt der Fall bei Z (Abb. 15 c): Hier tritt ein schwaches Maximum etwa senkrecht zum s_1 auf, was nach Berücksichtigung des Winkels Z/b (bei Mikroklin 18°) eine flächige Einregelung von (010) ins s_1 des Gesteins bedeuten kann. Ein noch schwächeres Maximum etwa senkrecht auf s_1' spricht

für die Einregelung anderer (010)-Flächen in das s_1'. Diese Einregelung der (010)-Flächen ist aber nicht sehr deutlich, sonst müßte auch Y ein peripheres Maximum aufweisen. Das völlige Fehlen von Y in der Nähe des Zentrums weist im Gegensatz zur Plagioklasregelung darauf hin, daß bei Kalifeldspäten nie c als regelungsfähige Stengelachse fungiert hat. In einzelnen Fällen ist das aber eigenartigerweise für b der Fall, wie aus dem Z-Diagramm folgt: Hier liegen dann X und Y peripher. Die so geregelten Kalifeldspäte entsprechen damit denjenigen Biotiten, welche mit ihren

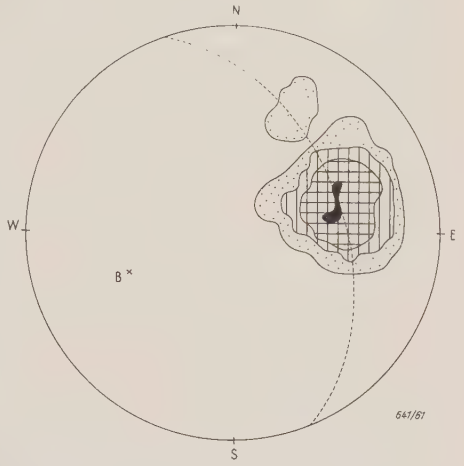


Abb. 16. Sammeldiagramm von 125 im Neustifter Granitbruch gemessenen s_1-Flächen.
B = Lage der B-Achse. Belegungsdichte in %: 0—3 punktiert; 3—10 senkrecht schraffiert; 10—25 kreuzschraffiert; 25—30 schwarz.

(001)-Polen subparallel B liegen. Ein letztes, ganz eigenartiges Regelungsbild könnte man in dem verwachsenen Kleinkreis von X vermuten, welcher sich mit 50° Abstand von B konzentrisch um den schon weiter besprochenen 20°-Kreis legt (Abb. 15, a). Die hier zugehörigen Y- und Z-Pole bilden ebenfalls mehr oder weniger vollständig besetzte Kleinkreise mit ähnlichem Winkelabstand von B; seltener liegen sie peripher. Es könnte sich hierbei um eine Einregelung von (110)-Flächen parallel

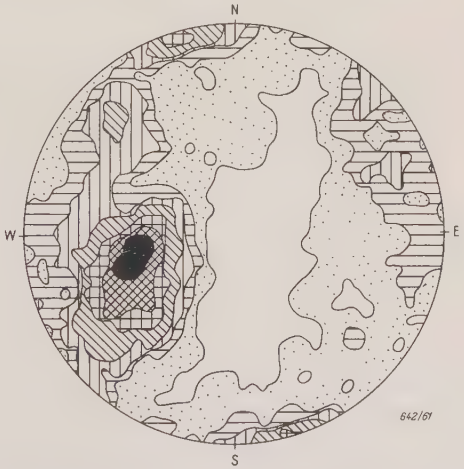


Abb. 17. Kluftsammeldiagramm des Neustifter Granitbruches.
850 Klüfte. Belegungsdichte in %: 0—0,5 punktiert; 0,5—1 waagerecht schraffiert; 1—2 senkrecht schraffiert; 2—4 diagonal (NW—SE) schraffiert; 4—6 kreuzschraffiert; 6—8 diagonal kreuzschraffiert; > 8 schwarz.

zur B-Achse des Gesteins handeln, wobei aber die c-Achse der Kristalle nicht etwa ebenfalls parallel B liegt, sondern quer dazu. Wahrscheinlich läge bei dieser Art der Regelung auch ein Querelement vor, ähnlich den mit der Spaltbarkeit quer zu B liegenden Biotiten. — Wir stellen somit zusammenfassend fest: Auch die Kalifeldspäte des Massivgranits sind, unabhängig davon, welcher Generation sie

angehören, nach der Korngestalt statistisch geregelt. Doch scheint es bei Feldspäten grundsätzlich häufiger zu Abweichungen von der statistischen Regel zu kommen als bei Biotiten.

Diesen durch Gefügevermessung jetzt klarer definierten Regelungselementen, also B, s_1 und s_1', begegnen wir im ganzen Bereich des Granitmassivs, einmal mehr, einmal weniger deutlich entwickelt. Meist wiegt die s-tektonitische Prägung vor, selten nur die B-tektonitische; einmal ist s_1 besonders deutlich, und ein s_1' erkennt man gar nicht; ein anderes Mal sind beide ziemlich gleichwertig, so daß makroskopisch keine Regelung erkennbar ist; und schließlich kann auch einmal ein s_1' die Oberhand gewinnen, wodurch dann „abweichend struierte Partien" entstehen.

Wie liegen diese granittektonischen Elemente nun im Raum? Da diese Frage unmöglich überall mikroskopisch geklärt werden konnte, müssen wir uns im wesentlichen auf das makroskopisch Beobachtbare und mit dem Kompaß Einmeßbare stützen, wozu die Klüfte ein wichtiges Hilfsmittel darstellen, da sie charakteristische Lagen zu den Elementen des Korngefüges einnehmen. Die durch eine Unzahl von Einzelmessungen gewonnenen Ergebnisse sind für den riesigen Neustifter Bruch in den Diagrammen der Abbildungen 16 und 17, für das gesamte übrige aufgeschlossene Gebiet des Granitmassivs und seines Rahmens in Tafel 11 zusammengestellt. Die hauptsächlichsten Ergebnisse sind die folgenden:

1. Im gesamten Bereich des Granitmassivs streicht B, soweit es makroskopisch kenntlich war oder mikroskopisch nachgewiesen wurde, etwa N 75° E und taucht unter rund 45° nach Westen ab; nur in den nördlichsten Massivgraniten des Vilstales dreht das Streichen auf etwa N 45° E bei 45° SW-Tauchen (Abb. 12). In manchen Steinbrüchen allerdings, besonders im Vilstal, konnten B und auch s_1 nicht eindeutig bestimmt werden.
2. Die s_1-Flächen des Granits streichen sehr konstant etwa 150° bis 165° und fallen der Tauchrichtung von B parallel nach Westen ein. In den nördlichsten Vilstalgraniten rotiert das Streichen auf 135° bei 45° SW-Fallen.
3. Genau senkrecht zur Lage des B und zur Fallrichtung von s_1 steht die Hauptklüftung; sie streicht also 150°—170° und fällt unter rund 45° nach Osten ein. Sie ist demnach als Quer- oder Q-Klüftung anzusprechen. In den nördlichsten Vilstalgraniten erfolgt auch eine Rotation des Q in ein 135°-Streichen und 45° NE-Fallen. Im Übergangsbereich treten zwei zueinander spitzwinkelige Q-Richtungen auf.
4. Ein zweites Kluftmaximum steht vertikal und streicht der regionalen B-Achse der Massivgranite parallel. Hier handelt es sich um Längs- oder auch S_2-Klüfte.
5. Klüfte, die dem s_1 parallel liegen, sogenannte L- oder Lagerklüfte also, treten im Neustifter Massiv praktisch nicht auf.
6. Klüfte in herzynischer und antiherzynischer Richtung haben mit der Granittektonik direkt nichts zu tun, sondern sind einer jüngeren, saxonischen Bruchtektonik zuzuordnen. Ausgenommen sind die herzynisch streichenden Q-Klüfte des nördlichsten Vilstales.
7. Die Teilbarkeiten des Granits folgen in klarer Weise den von Hans Cloos aufgestellten Gesetzmäßigkeiten: Die beste Teilbarkeit oder der Hebgang liegt dem s_1 parallel, der weniger gut spaltende Stehgang liegt in der Richtung der S_2-Klüfte (und damit subparallel zu s_1'), der Stutz als schlechteste Teilbarkeit folgt der Richtung von Q.

8. In manchen Teilen des Altkristallins, welche dem Granitmassiv benachbart sind, treten, unabhängig von der Tektonik des Altkristallins die für das Granitmassiv typischen Kluftrichtungen auf (Tafel 11): Es haben also die Spannungen, die während und nach der Erstarrung des Magmas im Granitmassiv herrschten, auch auf seinen Rahmen übergegriffen.
9. Wie aus vielen Diagrammen der Tafel 11 hervorgeht, finden sich des öfteren auch von unserem Schema völlig abweichende Kluftmaxima. Das mag zum einen durch eine zu geringe Aufschlußfläche bedingt sein, welche gerade die typischen Richtungen nicht zeigt, zum anderen liegen jedoch auch abweichend struierte Partien der Intrusivmasse vor. So gibt es z. B. sowohl im Neustifter Bruch als auch nördlich davon bei Knadlarn Stellen, an denen die Q-Flächen eine fast bis vollständig horizontale Lage einnehmen. In Neustift sind solche leicht S-förmigen Schwenkungen der Q-Flächen mit Spannweiten von rund 20 Metern an der nördlichen Bruchwand deutlich sichtbar. Sie haben jedoch regional keine Bedeutung! —

Versuchen wir nun, unsere Ergebnisse zusammenzufügen zu einem r e g i o n a l e n B i l d d e r I n t r u s i o n ! Das erste, was dem Bearbeiter dabei auffällt und was sich von den erwähnten Massiven von Schärding und im Passauer Wald deutlich abhebt, ist die v e r h ä l t n i s m ä ß i g s t e i l e B - A c h s e. Das zweite Überraschende ist, daß weder B noch s_1 noch Q in ihrer regionalen Verteilung eine gesetzmäßige Verflachung bzw. Versteilung des Tauchens bzw. Einfallens in irgendeiner Richtung aufweisen. Es gibt also keine Fächerstellung der Q-Klüfte im Bereich des Untersuchungsgebietes. — Auf der anderen Seite haben wir aber auch wieder wesentliche Analogien zu den anderen beiden Massiven:

1. Die nach Norden zu in die NE-Richtung schwenkende Streichrichtung der B-Achsen des Neustifter Massivs zeigt uns, daß wir einen Ausschnitt aus einem B-Achsenfächer vor uns haben, ähnlich wie im Tittlinger Bereich.
2. Die S t r e i c h richtungen von B wie auch von Q sind denen der zwei anderen Massive außerordentlich ähnlich. In dieser Hinsicht fügt sich das Neustifter Massiv ganz zwanglos in die regionale Granittektonik im südlichen Moldanubikum ein und bekräftigt damit die Annahme von zumindest sehr geringen Altersunterschieden der drei Massive, obwohl der feinkörnige Neustifter Granit rein petrographisch abseits steht.
3. In Analogie zum Schärdinger Granit müssen wir feststellen, daß, wenn man das Streichen von s_1 und Q in Beziehung setzt zu der ungefähr herzynisch streichenden Nordgrenze des Massivs (Taf. 10), diese beiden granittektonischen Elemente an die Massivgrenze praktisch wie an eine Mauer anrennen.

Diese letztere Tatsache gilt im wesentlichen für das Wolfachtal. Im Vilstal hingegen kann man zu einem anderen Schluß kommen: Wir haben ja dort die Rotation des B in die antiherzynische, des s_1 in die herzynische Richtung. Verlängern wir nun dieses s_1 senkrecht zu seinem Streichen, so legt es sich wie ein unter 45° ansteigender Dachfirst nach NE zu auf das Altkristallin. Wäre das s_1 aber parallel dem Massivkontakt — wir werden auf diese Frage bei der Besprechung der Ganggranite noch zurückkommen —, so würde dieser nach NE zu ebenfalls in die Luft ausstreichen; das Altkristallin wäre demnach die Unterlage des Granits und nicht sein Dach, wie E. Kraus (1916) angenommen hatte. Leider müssen alle diese Überlegungen auf Grund der schlechten Aufschlüsse am Massivrand, welche uns ja die Kontaktfläche selbst in Rich-

tung und Beschaffenheit nirgends erkennen lassen, als nicht beweisbare Mutmaßungen dahingestellt bleiben. Es ist aber in diesem Zusammenhang nicht uninteressant, daß die geophysikalischen Untersuchungen Tröster's (1955) im Hauzenberger Massiv wahrscheinlich gemacht haben, daß auch dieses Massiv seine Wurzel im Süden besitzt und nach N zu aushebt, umgekehrt wie das H. Cloos (1923) angenommen hatte. Schließlich würde auch die relativ geringe Nord—Süd-Erstreckung des Neustifter Massivs zu einem Abtauchen des Granits nach SW hin passen, denn spätestens an der Hacklmühle nördlich Ortenburg steht wieder Altkristallin an.

Wenn wir auf das gewonnene Bild nun das Cloossche Schema der flachen Granitkuppeln anwenden, wie sie im Passauer Wald vorliegen, so können wir uns nur vorstellen, daß sich unser Neustifter Massiv ganz am äußersten Westende einer solchen Kuppel befindet; das Einfallen der Kuppel muß dabei mindestens 45° sein, also steiler als Cloos je gemessen hatte. Ferner muß die Kuppel sehr weitspannig sein, weil — vom Vilstal angefangen bis zum Wolfachtal — noch keine merkbare Verflachung von B und s_1 bzw. Versteilung von Q eingetreten ist. Gleich östlich des Neustifter Bruches wird der Granit durch eine junge, steilherzynisch streichende Störung abgeschnitten und in einem breiten, noch marinen Jura enthaltenden Graben versenkt (vgl. Taf. 10). Die nächsten Kristallinaufschlüsse im Osten jenseits des Grabens folgen erst wieder bei Gurlarn östlich Fürstenzell, also rund 12 km südöstlich von Neustift. Es stehen dort Granite an, deren s_1 plötzlich horizontal liegt; Q streicht wiederum 160° bis 180°, steht aber steil, zum Teil ist es mit Apliten gefüllt; S_2 steht senkrecht und streicht 70°—90°. Am Langdobl 2 km nordöstlich Gurlarn hat Q ähnliches Streichen wie auch in Gurlarn, fällt aber steil nach Osten ein. Diese Messungen würden also vorzüglich zu dem angenommenen Kuppelbau passen, wenn der Granit jenseits des Grabens nicht ein ganz anderer wäre. Er ist keinesfalls mehr als der feinkörnige moldanubische Granit anzusprechen wie im Neustift—Vilshofener Bereich, sondern ist vielmehr mittelkörnig, biotitreicher, muskovitärmer und insbesondere sehr reich an xenomorphen Cordieriten; der Gesamtchemismus des Gesteins ist also wesentlich basischer als der des Neustifter Granits. Im Habitus ist der Gurlarner Granit vom Schärdinger kaum zu unterscheiden. Daß er sein im Vergleich zum Neustifter Gestein gröberes Gefüge nur seiner tieferen Lage in der Granitkuppel verdankt, halte ich für wenig wahrscheinlich; ich möchte ihn schon als eine eigene Intrusion ansprechen. Der Bruch am Langdobl selbst beweist auch, daß mindestens zwei Granitgenerationen im Spiel waren, denn dort durchsetzt ein 130° streichender und 45° SW fallender Gang von feinkörnigem Granit den mittelkörnigen. Noch weiter im Osten untersuchte Verf. noch einen ebenfalls mittelkörnigen Granit in Neuhaus am Inn, der mit seinem wieder mehr oder weniger steil ostfallenden Q schon zum Komplex des Schärdinger Granits gehört. Dazwischen müßten sich also die beiden flachen Granitkuppeln begegnet sein, so wie das nach der Beschreibung von Cloos (1927) im Ilztal der Fall ist. Sei es wie es sei, auch wenn der Gurlarner Granit einer eigenen Intrusionsphase angehört, welche nach meinem Dafürhalten älter ist (feinkörnige Ganggranite, nicht ganz unähnlich denen von Vilshofen, durchsetzen ihn), könnte er doch mit dem Neustifter Granit zusammen einem Massiv angehören. Denn es gibt im südlichen Moldanubikum mehr solche uneinheitlich aufgebauten Massive, wie mir erst kürzlich bei der Kartierung des Mettener Granitmassivs nordwestlich von Deggendorf klar geworden ist, welches im Zentrum grobe Granite aufweist und an der Peripherie feinkörnige, die manchmal von Neustifter Graniten nicht zu unterscheiden sind. Auch dort beobachtet man nicht etwa eine allmähliche Zunahme der Korngröße nach innen zu, sondern die verschiedenen Granite grenzen mit scharfen Intrusivkontakten aneinander, verhalten sich aber be-

züglich der Lage ihrer tektonischen Elemente untereinander vollkommen gleich. Das kann andererseits nur bedeuten, daß sich diese einem regional verbreiteten Bauplan der Granittektonik unterordnen, ohne Rücksicht auf die örtlichen Intrusionsgrenzen, eine Schlußfolgerung, zu welcher wiederum H. Cloos (1927) bereits bei den plattenförmigen Granitkörpern des Passauer Waldes gekommen war. Es ist von nicht zu unterschätzender Bedeutung, daß dieser Bauplan der Granittektonik von dem Beanspruchungsplan der Metamorphose II gar nicht so beträchtlich abweicht: Wenn man von dem steilen Tauchen der granitischen B-Achsen im Neustifter Massiv absieht, so bilden ihre Streichrichtungen mit den B-Achsen der Metamorphose II einen spitzen Winkel von oft nur 15°. Zu demselben Ergebnis kam auch Cloos im Passauer Wald.

Zu einer grundsätzlich anderen Beurteilung des Neustifter Massivs verleiten Tektonik und Innengefüge der noch zu besprechenden Granitgänge, bei denen, um es vorwegzunehmen, ein flächenhaftes Parallelgefüge gleichsinnig mit den beiderseitigen Konktakten verläuft. Das Neustifter Granitmassiv mit seiner im großen und ganzen so konstanten Lage von s_1 reizt daher an, es als einen besonders mächtigen Gang aufzufassen, welcher nach Osten zu gar keine allzu große Fortsetzung mehr zu haben braucht. Der Neustifter „Gang" würde demnach etwa 160° streichen, 45° W fallen und sich nach Norden bzw. Nordwesten zu auflösen in eine Anzahl schmälerer Gänge ähnlicher Bauart oder aber dort wie an einer Mauer am Altkristallin abstoßen, wie das bei schmäleren Granitgängen auch der Fall sein kann. Cloos kannte Plutone ähnlicher Art und faßte sie nach seinen schlesischen Ergebnissen als „Strehlener Bautypus" zusammen. Sie queren mit ihrer Längserstreckung das Streichen der Gneise, wogegen ihr Innengefüge, im wesentlichen also die B-Achsen, denen der Gneise subparallel verläuft. Das würde ja wiederum für das Neustifter Massiv gut passen.

Eine Entscheidung zwischen den zwei beschriebenen Auffassungsmöglichkeiten des Neustifter Massivs kann Verf. nicht geben. Der Grabenbruch im Osten wird weiterhin die Wahrheit verbergen!

Völlig unerwähnt geblieben ist bisher bei allen Deutungen die meist nur mikroskopisch nachgewiesene, offenbar aber charakteristische s_1'-Fläche der Massivgranite, welche im allgemeinen schwächer mit Biotit besetzt ist als s_1. Im Neustifter Bruch streicht diese Fläche etwa Ost—West und fällt unter 70° nach Süden ein (Abb. 11), liegt aber tautozonal um B. Besonders wichtig erscheint mir der Umstand, daß die Biotite der s_1'-Flächen vorwiegend kleinere Individuen sind als die der s_1-Flächen. Gleichgültig, ob man das nun als früheres Wachstumsstadium oder als weiter fortgeschrittene Verdrängung durch das Quarz-Feldspatgefüge ansehen will, man kann sich des Eindruckes nicht erwehren, daß beide Flächen verschieden alt sind. In diesem Sinne könnte es möglich sein, daß eine davon eine alte Fließregelung widerspiegelt, welche parallel zur Richtung der laminaren Strömung liegt. Dagegen könnte die andere Fläche einer Regelung senkrecht zur größten Druckbeanspruchung entsprechen. Es ist im Neustifter Massiv nicht klar zu entscheiden, ob neben dem im wesentlichen wohl vertikal von unten nach oben gerichteten Druck des emporstrebenden Magmas mit seiner Gegenkomponente, dem Auflastungsdruck des Daches, auch noch ein tangential gerichteter (tektonischer) Druck wirksam war. Die Gürtelbesetzung der Biotite um B könnte für letzteres sprechen. In diesem Falle möchte man annehmen, daß das s_1 auf den Magmendruck zurückzuführen ist — quer zu ihm steht, also der Aufwölbung des Daches nachtastet —, während s_1' eine tektonogene Fläche ist, welche nicht unbedingt senkrecht zum Druck zu stehen braucht, sondern einer Scherflächenschar entsprechen kann.

b) Die Granitgänge

Was die Tektonik der Ganggranitabfolge anlangt, so ist dazu in erster Linie einmal über die Lage ihrer Kontaktflächen etwas auszusagen. Der Name Ganggranit ist insofern zu rechtfertigen, als es sich in 99 % aller Fälle um echte Gänge handelt, also um Platten von Granit zwischen zwei einander mehr oder weniger parallelen Grenzflächen gegen das Altkristallin. Je nach Maß dieser ungefähren Parallelität setzen die Gänge über weite Strecken in unveränderter Mächtigkeit durch oder werden schmäler und keilen schließlich ganz aus. Öfters können die Gänge auch von Elementen, welche zu den eigentlichen Ganggrenzen quer stehen, ziemlich abrupt abgeschnitten werden. Ein solcher Fall liegt wohl bei dem Ganggranit im NE von Schmalhof vor (Taf. 10), der nach Norden zu plötzlich an eine Mauer stößt und keine Fortsetzung findet. Wenn wir daher versuchten, unter Abdeckung des Kristallinschuttes und des Lösses die wirklich aufgeschlossenen Ganggranite durch Konstruktion miteinander zu verbinden, so würden wir sehr rasch zur Einsicht kommen, daß das ein ganz unmögliches Unterfangen ist, einfach deshalb, weil die Willkür dieser Granitgänge in ihrem plötzlichen Auftreten, Anschwellen und Wiederverschwinden keine Berechnung und Durchkonstruktion zuläßt. Nicht selten kommt es auch zur Durchkreuzung von mehreren Gängen verschiedener Lage (z. B. Doblmühle).

Zweifellos haben die Ganggranite bei ihrer Intrusion Wege benutzt, die vorgezeichnet waren; und zwar hat es sich um Klüfte im konsolidierten Gneisgebirge gehandelt. Je nach Druck und Menge des Intrusionsmaterials weitete dieses die Klüfte zu mehr oder weniger mächtigen Spalten auf und füllte sie aus. Dabei ist grundsätzlich die Möglichkeit gegeben, daß das Magma in eine Nebenspalte einfließt, auf eine benachbarte parallele Kluft überspringt oder auch in den Spaltenraum hinein vorspringende Teile des Nebengesteins umfließt. Die sauren Granitgänge verhalten sich im wesentlichen ebenso wie die normalen bis basischen, wenngleich vielleicht die Unregelmäßigkeiten in der streichenden Fortsetzung der ersteren besonders groß sind; man betrachte etwa die sauren Gänge westnordwestlich Vilshofen (Taf. 10).

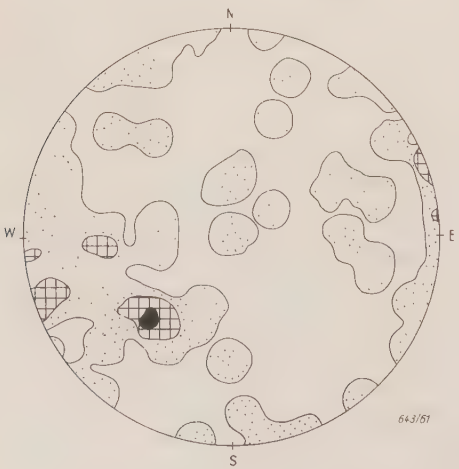


Abb. 18. Sammeldiagramm der Lagen von 70 Granitgängen, deren Streichen und Fallen mit befriedigender Genauigkeit festgelegt werden konnte.
Belegungsdichte in %: 0—4 punktiert; 4—8 kreuzschraffiert; > 8 schwarz.

Das Diagramm Abbildung 18 zeigt die Lage von 70 im Arbeitsgebiet einmeßbaren Granitgängen. Dabei ergibt sich eine Verteilung, die derjenigen der Klüfte im Neustifter Massiv sehr ähnlich ist: Wir finden Maxima in Richtung der Q-Klüfte und schwächere Häufungen entsprechend der Lage von S_2-Klüften sowie auch von Lager-

klüften. Daß die Klüftung des Massivs stellenweise auf den Rahmen übergreifen kann, haben wir bereits erwähnt. Hier ist mit der Füllung dieser Klüfte durch Granit ein weiterer Beweis erbracht für den engen Zusammenhang von Magmenintrusion und Tektonik. Daß in erster Linie die Q-Klüfte gefüllt werden, ist auch wieder nur zu verständlich, denn sie stehen ja senkrecht auf den Richtungen größter Dehnung. — Neben diesen durch die Granittektonik selbst erklärbaren Gangrichtungen treten aber auch, besonders in größerer Entfernung vom Neustifter Massiv, noch andere Richtungen auf. So sind steilstehende ± N–S-, NNE- oder auch NNW-streichende Gänge (nördl. Donauufer, Perlbachtal) als Ausfüllungen von ac- bzw. hk0-Klüften des durch die Metamorphose II geprägten Altkristallins anzusehen. Im allgemeinen sind diese Gänge die mächtigsten des gesamten Arbeitsgebietes.

Auch das tektonische Innengefüge der Ganggranite ist bedeutsam. Erinnern wir uns nochmals an die Cloosschen Ergebnisse im Passauer Wald; so wurde dort im ganzen Raum zwischen dem Hauzenberger und Saldenburger Granitmassiv, welcher durchsetzt ist von einer Unzahl von kleineren Granitdurchbrüchen, festgestellt, daß — vollkommen unabhängig vom jeweiligen Kontakt des Granits gegen den „Gneisgranit" — sich Innengefüge und auch Klüftung des Granits, dem regionalen Verhalten dieser Elemente entsprechend, nach dem flachen Kuppelbau richten. Im Vilshofener Arbeitsgebiet konnte Verf. diese Erscheinung nur an einer einzigen Stelle beobachten (Vilsbahn-Einschnitt km 1,6), an der ein kleines Granitstöckchen von etwa 5 m ⌀ — ausnahmsweise und vielleicht charakteristischerweise war es kein richtiger Gang — mit seinem s_1 ungefähr senkrecht am aufgeschlossenen Kontakt gegen die Migmatite abstößt; dabei besitzt das s_1 die für das Granitmassiv charakteristische Lage von 180° Streichen und 50° W Fallen, obwohl das Granitstöckchen etwa 1 km nördlich der Massivgrenze liegt. — In allen anderen Fällen erkannte Verf. in den Ganggraniten nur s_1-Flächen, welche parallel zum Kontakt verliefen! Diese Erfahrung ging soweit, daß sich oft aus dem s_1 die Lage der beiderseitigen Kontakte ergab, was sich immer glänzend bestätigte.

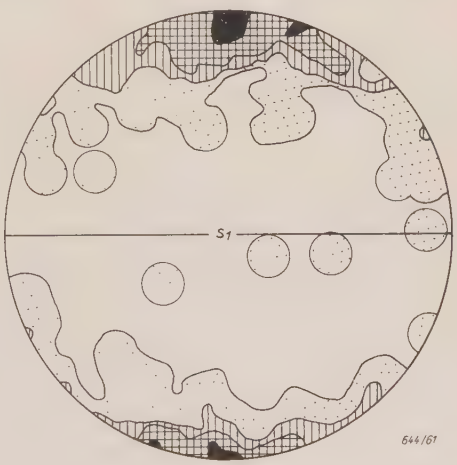


Abb. 19. 150 (001)-Pole von teilweise vermiculitisierten Biotiten des Ganggranits aus dem Steinbruch südlich Albersdorf.
Schliffebene horizontal liegend und senkrecht zu s_1, welches N 170° E streicht und steil steht. Belegungsdichte in %: 0—2 punktiert; 2—4 senkrecht schraffiert; 4—8 kreuzschraffiert; > 8 schwarz.

Wie sich bei den Gefügevermessungen des Massivgranits klar gezeigt hat, sind es in erster Linie die Biotite, welche die granittektonische Regelung des Korngefüges abbilden bzw. überhaupt sichtbar machen. Aus diesem Grunde wurde hier nur das Biotitgefüge vermessen, und zwar an einem Handstück, welches makroskopisch bereits eine deutliche s_1-Flächenregelung erkennen ließ. Es entstammt dem mächtigen Gang südlich Albersdorf. Das Diagramm (Abb. 19) zeigt ein deutliches (zweigeteiltes) Maxi-

mum der (001)-Flächenpole senkrecht auf der s_1-Fläche. Da sich schwächer besetzte Gebiete noch ziemlich weit an der Peripherie entlangziehen, ist auch ein B-achsialer Gürtel angedeutet; zentrale Biotite fehlen bis auf wenige Ausnahmen, ebenso fehlt ein zweites peripheres Maximum und damit ein s_1'. Aus der Orientierung des Dünnschliffes ergibt sich für das s_1 etwa nord—südliches Streichen und senkrechtes Einfallen, d. h. kontaktparallele Lage. Das B steht praktisch vertikal! Wir haben also insgesamt ein wesentlich einfacheres Regelungsbild als beim Massivgranit. Die s_1-Flächen können sowohl einem Fließgefüge entsprechen als auch auf den seitlichen Druck zurückgehen, welcher von den starren Kontaktwänden ausging. Die schwach angedeutete vertikale B-Achse könnte dafür sprechen, daß die angrenzenden konsolidierten Altkristallinschollen während der Intrusion und Erstarrung des Magmas geringe horizontale Bewegungen ausgeführt haben oder aber, daß der Magmeneinschub im wesentlichen in horizontaler Richtung erfolgte. Andererseits könnten, wenn wir nochmals auf das Bild des nach NE ansteigenden Neustifter Granitmassivs zurückkommen, die mächtigen steil stehenden N—S-Granitgänge geradezu als Magmenzufuhrwege für das Massiv aufgefaßt werden. Diese Frage hatte auch Cloos (Cloos u. a. 1927) schon bei den (seltenen) steilen, N—S-streichenden Gängen des Passauer Waldes aufgeworfen. Hierzu wäre aber ein vorwiegend vertikal gerichteter Magmentransport zu fordern.

Die Ganggranite sind natürlich auch geklüftet, zum Teil sogar sehr stark, doch konnte Verf. nirgends eine Gesetzmäßigkeit auffinden zwischen Kluftrichtungen einerseits und Innengefüge sowie Lage der Kontaktflächen andererseits (vgl. Taf. 12).

C. Veränderung und Neubildung von Mineralien und Gefüge des Kristallins durch jüngere tektonische Vorgänge

1. Geschieferte junge Granite

Von zwei Stellen des Arbeitsgebietes sind junge Granite bekanntgeworden, welche sich durch ausgesprochene Schieferungsflächen auszeichnen. Im einen Fall (alte Straße Vilshofen—Hördt) handelt es sich um einen steil stehenden und etwa 130° streichenden Gang von ziemlich basischem Granit, dessen Schieferungs-„s" deutlich dem Kontakt gegen die Migmagranite parallel läuft, während die Intensität der Schieferung vom Kontakt zum Ganginneren hin mehr und mehr abnimmt. Man könnte aus diesen Gründen argumentieren, daß die Bildung der Schieferung bereits zusammen mit der Intrusion und Erstarrung des Magmas erfolgte und so eigentlich nur eine besonders kräftig entwickelte s_1-Fläche darstellt.

Das andere Vorkommen geschieferten Granits verbietet jedoch eine derartige Auffassung. Es führt zu dem südlichsten Kristallinaufschluß des Gebietes überhaupt, zur Hacklmühle kurz vor Ortenburg. Da das „s" in dem dortigen Granit durchweg horizontal liegt, der Kontakt gegen cordieritreiche Migmatite jedoch ziemlich steil einfallen muß (direkte Aufschlüsse der Kontaktfläche fehlen), kann es sich keinesfalls um eine kontaktparallele Schieferung handeln. Fernerhin ist die Schieferung in dem ganzen Vorkommen — es sind mehrere benachbarte aufgelassene Steinbrüche vorhanden — von gleichem Ausmaß. Das Gestein zeigt u. d. M. einen normal granitischen Mineralbestand; hervorzuheben ist nur ein besonders hoher Andalusitgehalt. Das Gefüge weist hingegen deutliche Spuren einer mechanischen Durchbewegung mit Rekristallisation auf: Die Biotite sind in faserige Büschel zerschert, im gewöhnlichen Licht erkennt man, daß sie nicht mehr braun sind, sondern grüne pleochroitische Farbtöne aufweisen, ohne allerdings Chlorite zu sein; ihre Doppelbrechung beträgt rund 0,03, es sind also grüne Biotite mit teilweisen Übergängen zu Vermiculit. Bei den Feldspäten kann von Idiomorphie nicht mehr die Rede sein; sie sind in ein Mosaik zerbrochen, und die Teilstücke werden umwallt und angefressen von den jüngeren, am stärksten rekristallisierten Quarzen. Ehemalige Großkörner derselben stellen ein parallel „s" ausgeschwänztes Haufwerk kleinerer Quarzkörner dar, welche mit rundlichen Formen ineinander verzahnt sind. Dabei folgen sie im wesentlichen der Z-Regel Sander's (Quarzachsen vorwiegend subparallel zu „s"), wie Beobachtungen mit Hilfe des Gipsblattes ergeben. Die Tektonik muß ganz zweifellos die Erstarrung des Magmas überdauert haben, wenn sie nicht überhaupt jünger ist als diese.

Neben den horizontalen „s"-Flächen weist unser Gestein auch eine ausgeprägte B-achsiale Striemung auf, welche ebenfalls horizontal liegt und N 70° E streicht. Letzterer Wert scheint, abgesehen vom Tauchen, Beziehungen zur B-Achse des Neustifter Massivs aufzuzeigen; nachdem jedoch zwischen der Hacklmühle und dem südlichsten Aufschluß einwandfreien Massivgranits etwa 2,5 km aufschlußfreien Gebietes liegen, sind weitere Erörterungen hierüber zwecklos. Aus dem gleichen Grund kann

nicht entschieden werden, ob das Gestein der Hacklmühle als Massivgranit oder als Ganggranit anzusprechen ist; der nahe Kontakt zum Altkristallin scheint für letzteres zu sprechen, doch könnten wir immerhin auch den Südrand des Granitmassivs vor uns haben. Andererseits können junge Störungen das Hacklmühler Kristallin aber auch erst sekundär in das gleiche Niveau gestellt haben wie den Massivgranit. Die Klüftung des geschieferten Hacklmühler Granits fällt jedenfalls durch ihr überwiegendes Westfallen bei steilherzynischem Streichen völlig aus dem Rahmen der im Wolfachtal aufgeschlossenen kristallinen Gesteine heraus (Taf. 12). Möglicherweise ist sie mit einer tektonischen Linie verknüpft, welche das gesamte Kristallin südlich der Donau gegen Westen hin begrenzt und etwa bei Pleinting auf den Donaurandbruch trifft (vgl. auch E. Kraus 1916, Abb. 14).

2. Mylonitisierung

Durch junge germanotype Gebirgsbewegungen ist das gesamte Kristallin unseres Arbeitsgebietes in Großschollen zerlegt worden, welche durch mehr oder weniger breite Bewegungszonen voneinander getrennt sind. Besonders innerhalb dieser Bewegungszonen ist es dabei zu sehr kräftigen, im wesentlichen postkristallinen Deformationen der Gesteine gekommen. In den so gebildeten Myloniten sind die Biotite quantitativ chloritisiert und in kleine, unregelmäßig geformte Fasern zerlegt. Die Feldspäte beider Arten (Kalifeldspäte und Albite) sind zerbrochen und verquält oder wenigstens gefeldert. Quarz bildet im Schliff niemals größere, in sich gleich orientierte Flächen; entweder ist er kräftig undulös oder er liegt als sehr feines Aggregat von winzigen, rekristallisierten, optisch einheitlichen Körnchen vor, welche mit Vorliebe auf gangförmigen Scherzonen im Gestein angereichert sind. Die tektonischen Bewegungen werden demnach durch eine teilweise Rekristallisation des Quarzes überdauert. Makroskopisch zeigen die Mylonite ein vollkommen unregelmäßiges Gefüge, das von einer Unzahl feinster Quarzäderchen — durch die Verwitterung meist als Leisten herauspräpariert — in verschiedenen Richtungen durchkreuzt wird. Es ist daher nicht immer einfach, auf das Ausgangsgestein zurückzuschließen.

Völlig unmöglich wird ein solcher Rückschluß bei den sogenannten Ultramyloniten. Das sind Gesteine, bei denen die postkristalline Deformation zur vollständigen Zerreibung der vorhandenen Mineralien geführt hat. Sie unterscheiden sich von den Myloniten nur durch den Grad der Umwandlung und sind mit ihnen durch laufende Übergänge verknüpft. Makroskopisch erscheinen Ultramylonite als sehr feinkörnige, graue Gesteine von dichtem Gefüge, aus dem selten kleine Feldspäte einsprenglingsartig hervorstechen. Diese sind, wie der Schliff einwandfrei zeigt, mechanische Relikte ursprünglich größerer Individuen, also Porphyroklasten. Alle anderen Gemengteile liegen als winzige Kristallbruchstücke vor oder sind zu winzigen Individuen rekristallisiert. Letzteres gilt besonders für die Quarze. Chlorit ist in Form kleiner Flitterchen gleichmäßig im Gestein verteilt und ruft auf diese Weise den grauen Farbeindruck hervor.

Die Tatsache, daß ein in den Ultramyloniten nordöstlich vom Wimhof eingeschalteter Dioritporphyrit sein Magmagesteinsgefüge noch weitgehend erhalten hat und im wesentlichen nur mineralischen Umwandlungen (s. C, 3) unterlegen ist, beweist, daß eine Mylonitbildung älter ist als die Intrusion des Dioritporphyrits. Diese wird ihrerseits von kräftiger Ummineralisation im Sinne einer Diaphthorese, wahrscheinlich im

Zusammenhang mit erneuten tektonischen Bewegungen, überholt. Wir haben also mindestens mit einer Zweiphasigkeit der jungen Tektonik zu rechnen.

3. Diaphthorese

Mit besonderer Vorliebe an Zonen der Mylonitisierung gebunden, doch oft auch ohne sichtbaren Zusammenhang mit solchen (das kann natürlich an starker Überdeckung der Bewegungszone liegen), treten Umwandlungen des katazonalen Kristallins auf, welche am besten unter dem Sammelbegriff Diaphthorese vereinigt werden können. Sie streben letzten Endes einer Mineralfazies (Eskola 1922) zu, die wesentlich niedriger temperiert ist als im unveränderten Gestein. Diese Fazies wird charakterisiert durch die Paragenese Chlorit und Albit neben Quarz, entspricht also der Grünschieferfazies. Die neugebildeten Gesteine möchte ich daher als Chlorit-Albitite bezeichnen. Die Umwandlungen der einzelnen katazonalen Mineralien sollen im folgenden genauer beschrieben werden.

Die Biotite erfahren eine vollkommene Umwandlung in Chlorite, deren optische Daten (einachsig negativ, tief stahlblaue anomale Interferenzfarben, schwacher Pleochroismus in schmutzig-grünen Farbtönen) für negative Pennine sprechen. Ehemalige pleochroitische Höfe des Biotits zeigen knallgelbe Interferenzfarben. Der Umriß der Biotite ist im Gegensatz zu den Myloniten meist noch gut erhalten, wie überhaupt das ehemalige tektonische Gefüge des Kristallins („s"-Flächen, B-Achsen) trotz Diaphthorese noch deutlich erkennbar ist. Häufig sind die Chlorite von einem Sagenitgitter durchwachsen oder stehen mit anderen Titansäure-Entmischungsprodukten (Leukoxenen) in enger räumlicher Beziehung. Wie bei den Umwandlungen der jungen Granite schon beschrieben, wird das Endstadium Chlorit des öfteren über Zwischenprodukte hinweg erreicht, welche in der Höhe der Doppelbrechung zwischen Biotit und Chlorit stehen; es handelt sich um Glieder der Vermiculitreihe. Diese kommen hier in seltenen Fällen in eigener Kristalltracht vor, wenn nämlich eine vollständige Rekristallisation der dunklen Gemengteile eingetreten ist. Es liegen dann Nester von wurmförmig gewundenen „Geldrollen" aus Vermiculit vor. Im weiteren Verlauf können diese chloritisiert werden, so daß Pseudomorphosen von Pennin nach Vermiculit entstehen. Sind die Chlorite solcher wurmförmigen Aggregate jedoch Prochlorite, die einen deutlicheren Pleochroismus besitzen als die Pennine (s. B, 2 h), so könnte die Kristalltracht auch primärer Natur sein, weil sie auch für Prochlorit als hydrothermale Neubildung typisch ist.

Die Hornblenden des Amphibolits (s. A, 1 e) werden zu schuppigen bis faserigen Aggregaten eines glimmerähnlichen Minerals umgebildet. Der Doppelbrechung nach zu schließen, handelt es sich auch um Vermiculit, allenfalls um einen Hydrobiotit. Unverkennbar ist jedenfalls eine ungleichmäßig gelbbraune Färbung, welche zum Teil dem Mineral eigen ist, zum Teil auf eine Brauneisenentmischung zurückgeführt werden kann. Von den grünen Hornblenden der Hornblendegneise sind keine Umbildungen bekannt. Die Aktinolithe der Kalksilikatfelse zeigen manchmal randlich sehr feinfaserige Aggregate von ebenfalls Aktinolith mit gleicher optischer Orientierung, welche als Rekristallisate während der Diaphthorese angesehen werden könnten; exakt beweisbar ist diese Zuordnung natürlich kaum, jedoch ist sie durchaus möglich, da ja Aktinolithe in der Epizone beständig sind. Es ist sogar nicht ausgeschlossen, daß auch die Aktinolithisierung der Diopside zum Teil erst

in die Zeit der Diaphthorese fällt. In manchen kräftig diaphthoritischen Kalksilikatfelsen finden sich nicht selten Klinozoisite, in dem hessonitführenden Gestein aus dem Hausbacher Tal auch Fe-reichere Epidote. Beide Mineralien gehen wohl auf ehemalige Diopside und basische Plagioklase zurück.

Einer restlosen Umbildung sind, wie schon des öfteren erwähnt, sämtliche Cordierite unseres Gebietes anheimgefallen: Sie liegen je nach Vorkommen als idiomorphe oder xenomorphe Pinite von grüner Farbe vor, welche in einem frühen Stadium der Umwandlung noch einen schwachen Glasglanz aufweisen; im späteren Verlauf macht dieser aber einem vollkommen stumpfen Dunkelgrün Platz. Der Name Pinit wird gerechtfertigt durch die von Gareiss (1901) zusammengestellte Nomenklatur der Cordierit-Umwandlungen, nach der Pinit im Endzustand vorwiegend aus Hellglimmern aufgebaut wird, ohne schalige Absonderung zu zeigen. Da frische Cordierite im Vilshofener Kristallin überhaupt nicht auftreten, konnte Verf. den sehr komplizierten Ablauf der Pinitisierung an Hand seines Schliffmaterials nicht rekonstruieren. Sicher ist, daß die Umwandlung von Rupturen ausgeht und als erstes Zwischenprodukt eine isotrope, bei gewöhnlichem Licht im Schliff meist eigelb gefärbte Mineralphase bildet, welche von Bader (1957) noch eingehender behandelt wird. Daraufhin setzt die Blastese mindestens zweier verschiedener Phyllosilikate ein, und zwar erstens größere Flächen zwischen den Rupturen füllend, ein Mineral mit niedrigerer Doppelbrechung, positivem Zonencharakter und kleinem Achsenwinkel $2\,V_X$, also negativem Mineralcharakter; Farbe im Dünnschliff schwach bräunlich, Pleochroismus schwach Z größer X. Es könnte sich um Antigorit handeln. Das zweite Phyllosilikat schneidet meist mit seinen (001)-Flächen diejenigen des eben genannten Minerals genau senkrecht durch, scheint also jüngerer Entstehung zu sein. Seine Doppelbrechung ist wesentlich höher, Mineral- und Zonencharakter sowie Achsenwinkel jedoch gleich bzw. ähnlich dem ersteren Mineral. Im gewöhnlichen Licht zeigt sich manchmal ein schwach grünlicher Farbeindruck. Die Blastese dieses Minerals geht deutlich von Sprüngen im Pinit aus. Sehr wahrscheinlich handelt es sich um einen Hellglimmer, wegen des kleinen Achsenwinkels wahrscheinlich nicht um Muskovit, sondern um Phengit. In beiden genannten Mineralien finden sich um eingeschlossene Zirkonkörner kräftig braungrüne pleochroitische Höfe. Ich bin mir darüber im klaren, daß diese kurzen Ausführungen keine Klärung des Pinitproblems bringen, zumal in anderen Fällen sicherlich auch andere Phyllosilikate gebildet werden können: Ich habe selbst an einem Pinit des Vilshofener Gebietes andere optische Eigenschaften (z. B. sehr viele größere Achsenwinkel) beobachtet. Doch haben alle derartigen Untersuchungen ja nur Aussicht auf Erfolg, wenn sie gekoppelt sind mit genauen Bestimmungen der Licht- sowie der Doppelbrechung, was uns bis jetzt infolge der Feinschuppigkeit des Materials nicht möglich ist, und nicht zuletzt mit röntgenographischen Bestimmungen. Eine Dichtebestimmung eines xenomorphen Pinits aus grobem Migmagranit ergab 2,82, das entspricht der Dichte eines Hellglimmers. Selbst wenn wir annehmen, daß ursprünglich reine Fe-Cordierite von hoher Dichte vorgelegen haben (was recht unwahrscheinlich ist), ergibt sich immer noch eine deutliche Dichtezunahme bei der Pinitisierung. Wenn man also keine Schrumpfung des Materials annehmen will, für die es keinerlei Hinweise gibt, dann ist mit einer Stoffzufuhr zu rechnen, und zwar von Kalium und Wasser. Gareiss (1901) erwähnt Pinit von Bodenmais, der nach Auflösung mit Flußsäure einen hohen Kaligehalt ergab. Ferner gibt schon Gümbel (1868) den hohen Kaligehalt einer Pinitanalyse an. Das macht es wahrscheinlich, daß unsere Hellglimmer wirklich Kaliglimmer sind.

Der Pinitisierung in mancher Beziehung ähnlich ist die Umbildung der in den Marmoren eingelagerten Forsterite, die wir früher kurz als Serpentini-

sierung erwähnt haben. Sicherlich ist dieser Name teilweise auch berechtigt, denn es gibt Ophicalcite, in denen der Forsterit einheitlich in ein farbloses, schwach licht- und doppelbrechendes Mineral mit positiver Hauptzone, sehr kleinem Achsenwinkel und negativem Mineralcharakter umgewandelt wird, welches als Antigorit oder Blätterserpentin anzusprechen ist. In vielen anderen Fällen sind an der neugebildeten Pseudomorphose aber auch höher doppelbrechende, glimmerähnliche Mineralien beteiligt, welche auf Grund ihrer Optik entweder Talk oder, wie beim Pinit, Hellglimmer sein können. Von Herrn Dr. Dr. Stegmüller, München, freundlicherweise ausgeführte Differential-Thermoanalysen des Gesteins selbst sowie seines in HCl unlöslichen Rückstandes ergaben jedoch keinen Talk. Es darf somit angenommen werden, daß Hellglimmer vorliegen. Meist ist eine Verteilung der verschiedenen Mineralien auf mehrere Zonen der Pseudomorphose zu beobachten, welche wohl auch altersverschiedenen Stadien der Umwandlung entsprechen. Ich halte folgende Altersfolge für wahrscheinlich (Taf. 8, Fig. 1). Die Umwandlung geht wie bei der Pinitisierung von Rissen und Rupturen im frischen Forsterit (Zone I) aus, welche mit Antigorit gefüllt werden (Zone II). Dabei verlaufen dessen (001)-Flächen gleichsinnig zur Richtung der Risse. Auf der Grenze zwischen diesen beiden Zonen wachsen nun als sehr schmale Zone III feinste Hellglimmerschüppchen, deren (001) nun aber stets radial auf den Rissen und damit senkrecht auf dem (001) des Antigorits steht. Zone IV besteht aus größeren Hellglimmern, deren (001)-Spaltbarkeiten wieder etwa gleichsinnig mit den Rupturen verlaufen; sie ist wahrscheinlich jünger als Zone III und nicht etwa älter, wie man aus Tafel 8, Figur 1 schließen könnte, weil Zone III an mehreren Stellen des Schliffes einwandfrei an unveränderten Forsterit grenzt. Es folgt somit, daß die Serpentinisierung des Forsterits im späteren Verlauf der Umwandlung einer Hellverglimmerung Platz macht. Stofflich gesehen heißt das aber, daß das Mg-Silikat Forsterit zuerst einmal nur H_2O aufnimmt unter Antigoritbildung, während die Hellverglimmerung eine Zufuhr von Alkali sowie auch von Aluminium voraussetzt. Es wäre auch hier von großem Interesse, durch Röntgenuntersuchungen festzustellen, um welche Hellglimmer es sich dabei handelt, welches Alkali-Ion also zugewandert sein mußte.

Nun zu den Hellgemengteilen, von denen in erster Linie die Plagioklase interessieren. Je nach ihrem primären Chemismus scheinen sie verschiedenen Umwandlungen unterworfen zu sein. So erfahren sehr basische Plagioklase (Labradore und Bytownite der Amphibolite und Kalksilikatfelse) eine vollständige Umwandlung in Hellglimmer-Aggregate nach Art der Serizite. Nur selten sind die dichten Serizitfilze von einer kaum auflösbaren Grundmasse aus Albit durchtränkt, welche mit hoher Wahrscheinlichkeit die im ehemaligen Mischfeldspat vorhandene Albitkomponente verkörpert.

Die wesentlich saureren Altplagioklase der Migmageneration wie auch der jungen Granite erfahren bei der Diaphthorese eine Albitisierung. Da diese Albite jedoch niemals frei sind von Serizitschuppen (Taf. 8, Fig. 2—4), ist der Vorgang der Umwandlung im Prinzip wohl der gleiche wie bei den basischen Plagioklasen: Die Albitkomponente, hier sehr reichlich vorhanden, wird freigesetzt und kristallisiert mit eigenem Gitter, während der Anorthitanteil in Hellglimmer verwandelt wird. Im letzteren Falle kommt es also zu wesentlichen Stoffverschiebungen! Und zwar muß hauptsächlich Calcium weggeführt werden. Nur bei dem diaphthoritischen Dioritporphyrit (s. B, 1 g) konnte Verf. es in karbonatischer Bindung noch feinverteilt im Gestein nachweisen. Die typischen Chlorit-Albitite sind jedoch ausgesprochen arm an Ca, und auch der überraschend geringe CaO-Gehalt des Neustifter Granits (Analyse in Abschnitt B, 1 a) dürfte seine Ursache in einer derartigen Stoffverschiebung haben.

Die Umbildung von Plagioklasen in Klinozoisit und ähnliche Mineralien hat Verf. nur in einigen basischen Kalksilikatfelsen etc. (siehe oben) beobachten können, ferner in dem aploiden Migmagranit, welcher die Hornblendegneise durchsetzt (s. A, 2 i). In jenem Migmagranit finden sich in den in ihrem Chemismus völlig erhaltenen Oligoklas-Andesinen nicht selten kleinste, scharf begrenzte Kristallite von Klinozoisit eingeschlossen. Weinschenk (1915) deutete sehr ähnliche Bilder aus alpinen Zentralgraniten als „ursprüngliche Bildung" und „die am meisten typische Erscheinung der Piezokristallisation". Dennoch möchte man es für möglich halten, daß es sich um eine jüngere Umwandlung des Feldspates, etwa ähnlich der Saussuritbildung, handelt. Schließlich sind einwandfrei sekundäre Serizite auch in den Feldspäten eingewachsen! —

Es ist nun von Wichtigkeit und für das Verständnis des Gefüges der Chlorit-Albitite von ausschlaggebender Bedeutung, daß die Albitisierung der Altplagioklase keinesfalls nur eine Umwandlung am Ort, also eine Paramorphosierung, darstellt, sondern daß eine mobile, wanderungsfähige Phase von Albit geschaffen wird! Das ergibt sich aus folgenden Beobachtungen: Quarz, der während der Diaphthorese zwar rekristallisiert, sonst aber keinen eigentlichen stofflichen Umbildungen erlegen ist, wird in vielen Fällen einwandfrei durch Albit verdrängt: So löst in Tafel 8, Figur 2 Albit den Quarz an, es bilden sich vom Hauptkristall abgeschnürte Quarztröpfchen, welche mehr und mehr vom Albit aufgezehrt werden. Ferner kommt es fast immer zu einer Verdrängung des Kalifeldspats durch Albit (Taf. 8, Fig. 3). Es ist zu betonen, daß hierbei niemals Myrmekitbildung auftritt, denn stets erfolgt die Verdrängung bzw. Umwachsung mit gleicher Gitterorientierung (vgl. Schreyer 1958)! Weitgehend albitisierte Kalifeldspäte sind daher, wenn überhaupt, dann nur noch an wolkig verteilten Kalifeldspatresten mit völlig unregelmäßigen Umgrenzungen kenntlich (Taf. 8, Fig. 4). Nur in einem Fall waren dieselben kristallographische Flächen, nämlich (010) und (001). Dadurch entsteht eine formale Ähnlichkeit mit den Antiperthiten der Migmagesteine. Man könnte hieraus schließen, daß alle diese Kalifeldspatrelikte in Albiten nur rekristallisierte alte Antiperthite sind; doch wird dieser Einwurf durch die Tatsache zunichte gemacht, daß diese Kalifeldspatrelikte auch in jungen Graniten vorkommen, in denen es bekanntlich keine Antiperthite gibt (Taf. 8, Fig. 3 und 4).

Extreme Chlorit-Albitite bestehen entsprechend den beschriebenen Umwandlungen nur mehr aus Chlorit und Albit. Quarz fehlt vollkommen. Kalifeldspat bildet möglicherweise noch Interngefüge in den Albiten. Die Chlorite dieser Gesteine zeigen oft kaum mehr Anklänge an die Kristallform der ehemaligen Biotite, sondern sind zu kleinkörnigen „Geldrollen"-Aggregaten rekristallisiert. Albit kann in größeren Kristallen vorkommen, welche vielleicht direkt aus hydrothermalen Lösungen ausgeschieden wurden.

Auch der Kalifeldspat selbst erfährt bei der Diaphthorese charakteristische Veränderungen, welche Verf. vorerst nur als Tatsache beschreiben kann, ohne eine Erklärung der eigentlichen Vorgänge geben zu können. So ist es mehr als überraschend, daß die meisten der im Albit liegenden Kalifeldspatrelikte eine vollkommen abweichende Optik besitzen: Die größten gemessenen Achsenwinkel betrugen 40°, im Durchschnitt wohl nur 20°—30°, manchmal glaubte ich sogar Einachsigkeit vorliegen zu haben. Dabei ist der Charakter der Doppelbrechung durchwegs negativ geblieben. Die Messung des Achsenwinkels wird außerordentlich erschwert durch die geringe Doppelbrechung, welche mit 0,0037 ebenfalls unter dem Normalwert für Kalifeldspat liegt. Was ist hier vorgegangen? Daß Hochtemperatur-

Feldspäte (Sanidine) vorliegen, ist wegen der sonstigen sehr niedrig temperierten Mineralfazies kaum anzunehmen. In der Orthoklas-Kryptoperthitreihe (Tuttle 1952) weisen zwar besonders Na-arme Glieder Achsenwinkel bis hinab zu 35° auf (Spencer 1930), doch scheint selbst Orthoklas für unsere Mineralfazies zu hochtemperiert. Außerdem ist von keinem dieser Kalifeldspäte solch niedrige Doppelbrechung bekannt. Eine bis jetzt noch unbewiesene Erklärung dieser Erscheinung sieht Verf. in einem fortschreitenden metasomatischen Einbau von Na ins Kalifeldspatgitter, wobei es in Abweichung von den magmatischen Mischfeldspäten (Anorthoklase usw.) jedoch nicht zu einer Erhöhung des Achsenwinkels kommt, wie das die Tuttleschen Reihen fordern, sondern zu einer Erniedrigung, möglicherweise durch eine im einzelnen nicht weiter definierbare teilweise Kompensation von negativer (Kalifeldspat) und positiver (Albit) Doppelbrechung. Jedenfalls unterscheiden sich diese Kalifeldspäte vom umgebenden Albit noch deutlich durch die wesentlich geringere Licht- sowie Doppelbrechung. Daß überhaupt andere Mineralien vorliegen, ist unmöglich; es kämen nach den optischen Eigenschaften nur noch Zeolithe in Frage, das wird jedoch dadurch hinfällig, daß die Mineralien im abgedeckten, von Balsam befreiten Schliff bei Behandlung mit konzentrierter Salzsäure keinerlei Veränderungen erfahren.

Eine weitere Veränderung von Kalifeldspäten sowohl in migmatischen Gesteinen als auch in jungen Graniten ist bemerkenswert. In beiden Gesteinen handelt es sich prädiaphthoritisch entweder um Mikrokline mit mehr oder weniger deutlicher Gitterung, um Orthoklase oder um intermediäre Stadien zwischen diesen beiden Mineralien. Verfällt ein solches Gestein nun der Diaphthorese, so kommt es bei kräftiger Na-Zufuhr, wie beschrieben, zu einer weitgehenden Verdrängung des Kalifeldspats durch Albit. Ist jedoch nicht genügend mobile Albitkomponente vorhanden, so werden nur die Altplagioklase in Albit überführt, behalten aber im wesentlichen ihre alten Korngrenzen bei, auch in bezug auf die meist zwickelfüllenden, xenoblastischen Mikrokline. Diese erfahren selbst eine sogenannte Internrekristallisation, und zwar in der Weise, daß innerhalb der vorgegebenen Umgrenzung zwei Individuen von Kalifeldspat entstehen, welche sich auf kompliziertesteWeise gegenseitig durchwachsen. Sehr häufig jedoch zeichnen die Grenzflächen beider Individuen eine Mikroklingitterung nach (Taf. 9, Fig. 3). Indikatrix-Einmessungen von sich durchdringenden Individuen haben keine konstanten Lagebeziehungen ergeben, welche auf eine gesetzmäßige Verzwillingung schließen ließen. Doch konnte festgestellt werden, daß die Winkelabweichungen der drei optischen Hauptrichtungen der beiden Gitter voneinander nie mehr als etwa 30° betragen; dabei können sich die Werte für X, Y wie auch für Z bis auf 10° nähern; nie wurde beobachtet, daß sie für beide Individuen zusammenfallen. Die optischen Eigenschaften des Kalifeldspats sind im Gegensatz zu den im Albit eingeschlossenen Kristallen hier normal: Die Doppelbrechung ist negativ und beträgt 0,0059, der Achsenwinkel schwankt zwischen 66° und 70°; die Lage der Indikatrix zu irgendwelchen Spaltbarkeiten konnte allerdings nicht eingemessen werden, weil letztere nicht ausgebildet oder untypisch sind. Verf. hält den rekristallisierten Kalifeldspat für Adular, nachdem sowohl Rosenbusch & Mügge (1927) als auch Tuttle (1952) für dieses Mineral optische Daten angeben, welche mit den hier gemessenen gut übereinstimmen. Außerdem beschreiben sowohl Müllbauer (1929 b) als auch Laubmann (1929) Adulare als Neubildungen auf jungen Mineralklüften des Moldanubikums. Orthoklas erscheint wegen der niedrig temperierten Mineralfazies auch hier unmöglich. In einem Fall konnte Verf. beobachten, daß Kalifeldspat in einem Chlorit-Albitit ein schmales Gängchen ausfüllt, welches Albite, Quarze und auch Chlorite durchsetzt. Hier ist Kalifeldspat also jünger als die Albiti-

sierung und beweist, daß es während der Diaphthorese auch zu einer Mobilisation des Kaliums gekommen und dieses erst sehr spät wieder festgelegt worden ist. Auch bei Müllbauer und Laubmann sind die Adulare die jüngsten Mineralbildungen. Adulare in typischer Mineraltracht wurden auch von Ziehr (1954) aus den Wölsendorfer Flußspatgängen der Oberpfalz beschrieben, wo sie allerdings älter sind als der Flußspat. Ferner fand G. Kraus (1955) im Flußspatrevier östlich Regensburg in Geliten ± idiomorphe Kristalle, deren Licht- und Doppelbrechung für Kalifeldspat (Adular) sprach, die jedoch ähnlich den hier beschriebenen, in Albit eingeschlossenen Kalifeldspäten auch nur sehr kleine Achsenwinkel aufwiesen.

Letztlich bliebe zu erwähnen, daß die Kalifeldspäte diaphthoritischer Gesteine fast immer kräftig von Roteisen-Mikrolithen durchstäubt sind, wie das schon bei den spät-magmatischen Veränderungen der jungen Granite erwähnt wurde (s. B, 1 h). Dadurch erhalten viele Diaphthorite eine charakteristische, blaß fleischrote Färbung. Bei weitgehender Verdrängung des Kalifeldspats durch Albit kann dieser die Fe-Durchstäubung des ersteren übernehmen.

Myrmekite fehlen in den Chlorit-Albititen als Neubildungen. Es dürfte aber von Interesse sein, daß auch die in migmatischen Gesteinen sowie in den jungen Graniten bereits vorhandenen Myrmekite während der Diaphthorese in ihrem Gefüge weitgehend zerstört werden. Tafel 8, Figur 1 zeigt noch deutlich die für die Plagioklas II-Generation der jungen Granite typische Knospenform mit ihrer konvexen Seite auf den Kalifeldspat zugerichtet. Im Inneren der Knospe befinden sich jedoch keine stengelig-aderigen Myrmekitquarze mehr, sondern diese haben sich zu mehr oder weniger formlosen Quarzmassen vereinigt, welche durch einen Albitsaum vom Kalifeldspat getrennt sind, während ja die Myrmekitquarze meistens direkt in Kalifeldspat einmünden. Es ist also zu einer Rekristallisation der beteiligten Mineralien Quarz und Albit gekommen.

Überblicken wir alle beschriebenen Mineralumwandlungen, so müssen wir feststellen, daß bei der Diaphthorese ganz bedeutsame stoffliche Verschiebungen eingetreten sind, welche natürlich ohne die Stütze der chemischen Analyse vorerst nur qualitativ überschlagen werden können. So ist die Chloritisierung mit einer relativen Magnesium-Eisen-Anreicherung unter Kaliabfuhr verbunden. Daß Magnesium und Eisen von außen zugeführt wurden, wie das Stettner (1954) in Graniten aus der Nachbarschaft des Göpfersgrüner Specksteinvorkommens im Fichtelgebirge für Mg nachweisen konnte, ist nicht anzunehmen. Es sind auch im Vilshofener Bereich keine Verdrängungen von Feldspäten durch Chlorite zu beobachten.

Bei der Albitisierung von Kalifeldspäten wird ebenfalls Kalium frei. Andererseits wird eine vorhandene Mg-Anreicherung (Forsterit) während der Diaphthorese mindestens teilweise aufgehoben durch Hellverglimmerung, die ja Alkalizufuhr bedeutet, ebenso wie die Pinitisierung des alkalifreien Cordierits. Es erscheint daher möglich, daß die Hellverglimmerung der Forsterite, der Cordierite und die mehr oder weniger starke Serizitisierung der Plagioklase das andernorts frei gewordene Kalium wieder festgelegt haben. Damit müßten alle diese Glimmerneubildungen Kaliglimmer (Muskovite, Phengite) sein, was aber mikroskopisch nicht zu beweisen ist. Letztlich wird Kalium auch in den postalbitischen Adularen wieder festgelegt. Ob allerdings das gesamte Kalium wieder abgebunden werden konnte, ist unklar: vielleicht wird dem System wirklich Kalium entzogen.

Eine solche Stoffabfuhr ist für das Calcium zu fordern, denn in den seltenen Klinozoisiten und Epidoten kann es keinesfalls vollständig untergebracht werden. In Klüften der Gneise konnte von Laubmann (1929) beim Bau des Kachlets-

stauwerkes Calcit nachgewiesen werden. In meinem Arbeitsgebiet habe ich in dem großen Migmatitbruch NW Wimhof auf Blatt Pleinting ein 5 cm mächtiges diskordantes Gängchen aus Calcit und feinkristallinem Quarz (s. C, 4) gefunden. Das beweist, daß das Calcium jedenfalls sehr wanderungsfähig war. Möglicherweise ist seine Festlegung in unserem Gebiet sogar in einem anderen Niveau erfolgt als heute aufgeschlossen ist. Oder aber der Calcit ist jüngeren Verwitterungsvorgängen bereits wieder weitgehend zum Opfer gefallen. Jedenfalls konnte ich ihn in unserem Gebiet nur noch in dem Dioritporphyrit (s. B, 1 g) als diaphthoritische Neubildung nachweisen.

Der Verarmung an Calcium steht eine bedeutende Anreicherung von Natrium gegenüber, die in vielen Fällen (Verdrängung von Quarz und Kalifeldspat durch Albit) wohl nur durch eine echte Lösungszufuhr erklärt werden kann.

Die häufige Bindung dieser Diaphthorese an die Nähe saxonischer Störungslinien sowie die Tatsache, daß auch die Gesteine auf den Störungslinien selbst (Mylonite und Ultramylonite) niemals frei von stofflichen Veränderungen sind, scheinen den Zusammenhang von Diaphthorese und junger Tektonik klar aufzuzeigen. Auch Müllbauer (1929 b) machte ein geringes Alter der von ihm beschriebenen Mineralklüfte wahrscheinlich und brachte sie mit der germanotypen Heraushebung des Bayerischen Waldes in Verbindung. Dafür spricht auch meine im Vilshofener Gebiet gemachte Erfahrung, daß die Verbreitung von chlorit-albitisiertem Kristallin nach Norden bzw. Nordosten zu beträchtlich abnimmt. Denn Brüche, welche das Kristallin zerteilen, sind natürlich im Süden, also am Rande der moldanubischen Großscholle, häufiger als in ihrem Inneren. Wir können daher sogar soweit gehen, daß wir bei einem Auftreten der Chlorit-Albititfazies germanotype Gebirgsbewegungen wenigstens kleineren Ausmaßes in nächster Nähe für wahrscheinlich halten können.

Da bei den meisten Chlorit-Albititen das prädiaphthoritisch geschaffene tektonische Gefüge kaum wesentlich verändert wurde, ist es am einfachsten, die Umsetzungen auf zirkulierende Lösungen zurückzuführen, welche von den Störungslinien ausgehend die Nebengesteine durchtränkt haben. Wahrscheinlich waren diese Lösungen primär reich an Natrium, welches „juvenil" oder auch in einem tieferen Stockwerk der Erdkruste mobilisiert worden sein kann. Jedenfalls herrschten bei den Umsetzungen Temperaturen, wie sie im hydrothermalen Bereich zu Hause sind und wie sie am Ende der zweifellos älteren Erstarrung der jungen Granite auch schon einmal geherrscht haben (s. B, 1 h). Die wahrscheinliche Zweiphasigkeit der germanotypen Tektonik macht die Beziehungen noch komplizierter, so daß man besonders im Falle diaphthoritischer junger Granite die altersmäßige Einstufung der Umwandlungen keineswegs immer eindeutig wird vornehmen können, zumal ja auch Überprägungen mehrerer Veränderungen im gleichen Gestein für möglich zu halten sind.

4. Quarzgänge

Als jüngste Mineralbildungen innerhalb des Kristallins sind gangförmige Quarzvorkommen zu erwähnen, welche ebenfalls in deutlicher Abhängigkeit von der jungen Tektonik stehen. Sehr wahrscheinlich handelt es sich um Quarz, der bei der Mylonitisation mobilisiert wurde. So finden sich beispielsweise am nördlichen Rand des Granitmassivs südwestlich Zeitlarn unregelmäßige Gangtrümer von Quarz, die den Massivgranit durchsetzen. Sie sind selbst erfüllt von eckigen Bruchstücken des Granits, welcher deutliche Spuren der Mylonitisation wie auch der stofflichen Diaphthorese aufweist. Die Quarze sind grobe Kristallmassen, die nur an Korngrenzen eine leichte Undulosität

erkennen lassen; sie sind also im wesentlichen posttektonisch kristallisiert. Teilweise wachsen sie in freie Drusenhohlräume hinein, unter Ausbildung von Säulen in der für Tiefquarz typischen trigonalen Tracht.

Ein Quarzvorkommen im unteren Vilstal zeichnet sich dadurch aus, daß auf die großen, idiomorphen Säulenquarze, welche den Gangwänden aufsitzen, im Ganginneren eine zweifellos jüngere, äußerst feinkörnige Füllmasse folgt, die ebenfalls aus Quarz besteht und mit scharfer Grenze an den peripheren Großquarzen abstößt. Hier liegt also eine inverse Gangfüllung vor.

Abb. 20. 200 c-Achsen von Quarzen aus dem Gestein der Tafel 9, Fig. 2.
Schliffebene senkrecht zum Streichen des Gängchens, also N 90° E, steilstehend.
Die vertikale Trennungslinie des Diagramms liegt in der Natur etwa horizontal.
Belegungsdichte in %: 0—1 punktiert; 1—2 senkrecht schraffiert; 2—4 kreuzschraffiert; > 4 schwarz.

In einem kleinen Granitaufschluß östlich des Neustifter Bruches, also in allernächster Nähe der Wolfachlinie (E. Kraus 1916), welche den Granit vom juraerfüllten Graben trennt, fand Verf. das gleiche feinkörnige Quarzmaterial, wie es eben beschrieben wurde, ein etwa 5 cm breites Gängchen parallel zum Q des Granits ausfüllend, ohne daß randlich idiomorphe Quarze ausgebildet waren. Das mikroskopische Gefüge der Gangfüllung (Taf. 9, Fig. 2) zeigt deutlich eine dreidimensionale Vergitterung von nach c gestreckten Quarzen nach drei etwa senkrecht aufeinander stehenden Richtungen. Lücken in dieser Vergitterung sind durch Quarze abweichender Orientierung gefüllt. Die Intergranulare zwischen den Quarzsäulen wird durch winzige Chlorit- und Hellglimmerflitterchen markiert, welche wohl auch die milchigweiße Trübung des Gesteins bedingen. Abbildung 20 zeigt die Quarzregelung im Gestein, vermessen in einem Schliff senkrecht zur Streichrichtung des Gängchens. Dabei ergeben sich drei ± senkrecht aufeinander stehende Hauptmaxima, zwischen die sich, besonders an der Peripherie des Diagramms, mehrere, wahrscheinlich uncharakteristische Nebenmaxima einschalten. Hierbei handelt es sich sowohl um die oben erwähnten Lückenfüllungen der Vergitterung als auch — und das geht auch aus dem Schliff selbst hervor — um stellenweise abweichende Raumlage der Vergitterung selbst. Aus der Schlifforientierung folgt jedenfalls, daß das zentrale Maximum einer horizontalen Lage der Quarzachsen parallel zur Streichrichtung des Gängchens entspricht, während die beiden peripheren Maxima Quarzachsen verkörpern, die senkrecht auf der Streichrichtung stehen und jeweils einen 45°-Winkel mit der Fallrichtung des Gängchens bilden. Mit anderen Worten: Die peripheren Maxima stellen Quarzachsen dar, welche diagonal zu den Gangwan-

dungen stehen (Abb. 21). Hieraus scheint zu folgen, daß die Kristallisation unter kräftigem, von den Wandungen ausgehendem Druck gestanden hat, auf den die Quarze durch Ausbildung des für sie statisch festesten, fachwerkähnlichen Gefüges in Diagonalstellung antworteten. Der rechte Winkel zwischen den Quarzachsen scheint eine stabile Lage der Kristalle zueinander anzugeben, er entspricht dem Japaner-

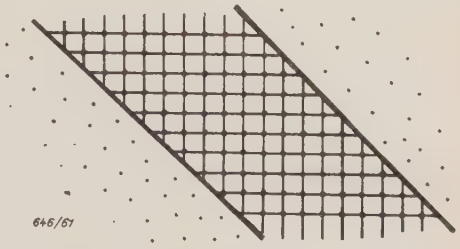


Abb. 21. Schematische Skizze des Gängchens aus feinkörnigem Quarzmaterial im Massivgranit (punktiert) senkrecht zum Streichen.

Die horizontalen und vertikalen Striche stellen die Quarzachsenlagen dar, welche den beiden peripheren Maxima in Abb. 20 entsprechen, die Knoten an den Überkreuzungsstellen deuten die senkrecht zur Papierebene liegenden Achsen des zentralen Maximums an.

gesetz, also einer Verzwillingung nach der $(11\bar{2}2)$-Fläche des Quarzes. Es ist nicht uninteressant, daß ähnliche Regelungsbilder auch an Pfahlquarzen zu beobachten sind (freundliche mündliche Mitteilungen Herrn Dr. Nothhaft's), was uns diese Quarzgänge in ihrer Abhängigkeit von tektonischen Linien als kleine „Miniaturpfähle" betrachten läßt.

5. Germanotype Bruchtektonik

Anhangsweise seien noch einige Angaben über Wesen und Bewegungsmechanismus der jungen Bruchtektonik gemacht. Beschreibungen und Deutungsversuche finden sich bei Egger (1857), Rothpletz (1911) und E. Kraus (1916). In meiner Juraarbeit (Schreyer 1957 a) habe ich einen gegenüber den Vorstellungen der obigen Autoren etwas abweichenden Verlauf der Störungslinien gegeben, wie er auch in Tafel 10 gezeigt ist. Demnach treffen sich die Ostbegrenzung des Neustifter Granits, die Wolfachlinie und die Nordgrenze der Jurascholle (Kalchberger Linie) nicht erst bei Vilshofen, wie E. Kraus (1916) annimmt, sondern bereits südlich davon bei Zeitlarn, wo der Dogger innerhalb der Jurascholle hochgeschleppt ist. Der schmale Jurasporn nördlich Zeitlarn ist nicht etwa durch jüngere Überschiebung des Kristallins von NE auf den fertigen Juragraben zu erklären, sondern durch eine dritte Störungslinie (Dinklreither Linie), welche auch noch im Kristallin nördlich der Donau durch Mylonite nachweisbar ist. Sie bildet die Ostgrenze des Jurasporns.

Die Kalchberger Linie ist schon von E. Kraus klar als steile Aufschiebung des Kristallins auf den randlich geschleppten Jura erkannt worden. Die Wolfachlinie ist nirgends erschlossen, doch lassen sich aus der Klüftung des in ihrer nächsten Nähe liegenden Neustifter Bruches (Abb. 17) einige Schlüsse über ihren Bewegungsmechanismus ziehen. Die Q-Klüfte als die häufigsten Klüfte, welche eine regelrechte „Bankung" des Granits bedingen, sind nämlich in Neustift durchweg mit Chlorittapeten überzogen und zeigen Harnisch-Striemungen in Fallrichtung. Das Streichen von Q stimmt mit demjenigen der Wolfachlinie überein. Ferner füllt das feine tektonogene Quarzmaterial (Taf. 9, Fig. 2) eine Q-Kluft. Diese Tatsachen machen es recht wahrscheinlich, daß auch die Wolfachlinie selbst nichts anderes ist als eine bewegte Q-

Fläche. Auf Grund des Einfallens von Q ist die Wolfachlinie also eine Abschiebung.

In Tafel 9, Figur 4 fällt Q nach links (Osten) ein und S_2 liegt in der Bildebene. Ferner gibt es unregelmäßig verlaufende Klüfte, die mit Z bezeichnet sind. Wie ist dieses Bild zu deuten? Auf Grund ihrer Harnische sind die Q-Klüfte einwandfrei als Scherflächen der jungen Tektonik zu bezeichnen. Damit müßten die Hauptschnitte des Verformungsellipsoides ungefähr horizontal und vertikal liegen; es könnten also die Klüfte Z der Tafel 9, Figur 4 einem solchen Hauptschnitt entsprechen. Gegen diese Annahme sprechen aber einmal die sehr geringe Richtungskonstanz dieser Klüfte sowie die Tatsache, daß auch sie manchmal Harnisch-Striemungen tragen. Es ist daher wahrscheinlicher, daß die Klüfte Z einer zweiten Scherflächenschar entsprechen, welche zu Q keinen konstanten Winkelabstand hat. Der Grund für dieses von der Theorie abweichende Verhalten scheint mir darin zu liegen, daß die Q-Klüfte gar nicht die dem primären Beanspruchungsplan entsprechenden Scherflächen sind, sondern nur als solche fungierten, weil sie im Gestein in großer Zahl bereits als Ergebnis der viel älteren Granittektonik vorhanden waren. So konnten entlang Q die herrschenden Spannungen leichter ausgeglichen werden als durch Anlage neuer Scherflächen. Die Lage der Klüfte Z wäre demnach abhängig von der Art der auf Q vollführten Teil- und Ausgleichsbewegungen. Sie könnten so als während dieser Bewegungen entstandene Zerrklüfte angesehen werden.

Im Diagramm (Abb. 17) erscheinen die Klüfte Z im rechten oberen Quadranten, von wo sie sich bis an den Rand des linken unteren Quadranten erstrecken. Das Teilmaximum antiherzynischer Klüfte im linken oberen Quadranten hat ein senkrecht darauf stehendes herzynisches Gegenstück in der südlichen Fortsetzung des Q-Maximums. Diese Kluftrichtungen hat auch Horninger (1935) im Schärdinger Granit gefunden. Sie könnten im regionalen Plan der germanotypen Tektonik der südlichen Böhmischen Masse 0kl- bzw. h0l-Klüfte sein.

In den Gesteinen des Jura östlich der Wolfachlinie ist keine typische Klüftung entwickelt (Taf. 11). Herzynisch streichende, W-fallende Flächen könnten den Klüften Z von Neustift entsprechen. Das Schichtungs-„s" fällt flach von der Wolfachlinie weg nach Osten.

Im Kristallin nördlich der Donau habe ich an zwei Stellen germanotype Störungszonen entdeckt, welche den steilherzynisch streichenden Grenzen von Ganggraniten gegen das Altkristallin folgen. Da die Ganggranite ihrerseits auf 0kl-Flächen des Migmatits intrudierten, können wir zusammenfassend sagen: Die germanotype Bruchtektonik folgt vorwiegend Bahnen, welche entweder schon zum Beanspruchungsplan der Metamorphose II gehörten oder spätestens durch die Granittektonik vorgezeichnet wurden. Die Bewegungen, welche das Kristallin des südlichen Moldanubikums zerteilen, sind also posthum.

D. Die Alterseinstufung des Kristallins und seiner Umprägungen

Die Feststellung des erdgeschichtlichen Alters von geologisch-tektonischen Ereignissen muß sich stützen auf sicher datierbare Gesteine. Als solches ist in unserem Gebiet vor allem der marine Jura vom Mittleren Dogger bis zum Malm-γ zu nennen. Da ihn germanotype Tektonik gegen das Kristallin verwirft, ist diese hier mit Sicherheit postjurassisch. Die burdigale Meerestransgression findet bereits wieder ein ausgeglichenes Relief vor (Schreyer 1957 a). Es ist daher wahrscheinlich, daß diese Bewegungen samt ihrer Begleiterscheinungen (Mylonitisation, Diaphthorese) ähnlich den jungen Bewegungen am Bayerischen Pfahl sowie am Donaurandbruch (Fischer 1939 b, Wurm 1938) oligozänen Alters sind. Für innerkretazische Bewegungen, wie sie auch vom Pfahl her bekannt sind, ließen sich in unserem Gebiet keine Beweise finden. Es ist nur festzustellen, daß entlang der Kalchberger Linie einwandfrei Oberkreide (Turon) mit verstellt ist (E. Kraus 1916). Andererseits können wir wegen der geringen Veränderungen des Dioritporphyrits (s. B, 1 g) annehmen, daß die Bewegungen entlang der Mylonitzonen mindestens auf zwei Phasen verteilt werden müssen.

Das andere bislang einigermaßen sicher datierbare Ereignis ist die Intrusion der jungen Granite, die nach Cloos (1927), Fischer (1930) und Voll (1955) varistisch erfolgt ist, und zwar wahrscheinlich in der sudetischen Phase. Die Lamprophyre bzw. Dioritporphyrite sind von der Intrusion der jungen Granite durch eine Phase der Mylonitisation entlang Brüchen im Kristallin getrennt. Die genannte Mylonitisation selbst verkörpert andererseits die ältere unserer beiden Phasen saxonischer Bruchtektonik. Da beide Bewegungen sich auf gleichen Bahnen abgespielt haben, wäre es gar nicht unmöglich, daß sie zeitlich nicht allzu weit voneinander getrennt sind. Wenn die jüngere Phase mitteltertiär ist, könnte die ältere also frühtertiär sein. Damit bekäme auch unser Dioritporphyrit tertiäres Alter. Ein berechtigter Einwand gegen diese Einstufung ist natürlich der, daß ja dann ähnliche Gänge von Dioritporphyrit auch irgendwo im ebenfalls germanotyp zerstückelten mesozoischen Vorland der Böhmischen Masse (Franken, westliche Oberpfalz) vorkommen sollten; doch ist dies nicht der Fall. Versteift man sich so auf spätpaläozoisches Alter des Dioritporphyrits, dann muß man auch für die erste Mylonitisierungsphase ein solches Alter postulieren. Es müßte sich also um germanotype Bewegungen etwa der saalischen Phase handeln, deren Bahnen dann erst im Tertiär erneut bewegt wurden.

Das Alter des Altkristallins und seiner zwei Metamorphosen, welche sicherlich präsudetisch sind, kann nicht von der Perspektive unseres Kartenblattes aus bestimmt werden. Verf. hat diese Frage in einer eigenen Arbeit für den ganzen südlichen Bayerischen Wald aufgeworfen (Schreyer 1957 b), mit dem Ergebnis, daß es durchaus möglich ist, daß die Metamorphose II samt ihrer Migmatisation erst in die bretonische Phase der varistischen Orogenese fällt. Als Hauptbeweis für diese Annahme kann die Tatsache herangezogen werden, daß die varistischen Granite im südlichen Bayerischen Wald entlang bis zu 1 km breiter Scherzonen blastomylonitisch verschliffen und in Metagranite (Orthoblastomylonite Fischer's 1939 b) umgewandelt

wurden. Sowohl die Richtung dieser Scherzonen als auch die Koordinaten der neugebildeten Tektonite (B-Achsen, „s"-Flächen) fallen zusammen mit den für die Tektonik der Metamorphose II typischen Richtungen. Schließlich liegen auch die schmelztektonitischen Regelungen der varistischen Granite (vgl. B, 2 a) im wesentlichen homoachsial mit den tektonischen Daten des Altkristallins. Daraus kann man mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit ableiten, daß all diese Ereignisse in eine Orogenese fallen, deren Intensität und Extensität mit der Zeit mehr und mehr abgenommen hat. Die Verschleifung der Granite halte ich für spätsudetisch bis erzgebirgisch. Wenn man für die Migmatisation stoffliche (wärmetransportierende) Zufuhren aus der Tiefe nicht in Frage stellt, reicht die Zeit zwischen oberstem Devon (bretonische Phase) und Ende des Unterkarbons (sudetische Phase) aus, um die Thermik in unserem Gebiet von der Aufschmelzung und Mobilisation bis zur abschreckenden Wirkung des Nebengesteins auf die jungen Granite abklingen zu lassen. Es ist damit keine Hebung des Orogens um viele tausend Meter entsprechend der normalen geothermischen Tiefenstufe nötig.

Da kaledonische Bewegungen im südlichen Moldanubikum wegfallen, ist das Alter der Metamorphose I wohl präkambrisch, und zwar entweder assyntisch (Stille 1948, Bederke 1956) oder noch älter. Diese Frage hängt hauptsächlich vom stratigraphischen Alter der prämetamorphen Ausgangsgesteine des Moldanubikums ab. Sie werden von Bederke (1956) mit dem innerböhmischen Algonkium parallelisiert, von Voll (1955) für wahrscheinlich älter als dasselbe gehalten. Im letzteren Fall könnte man schon mit einer algomischen Metamorphose rechnen. Das Untersuchungsgebiet um Vilshofen kann zu diesen Fragen keinen Beitrag liefern.

E. Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse

1. Eine petrographisch vielfältige Serie von vorwiegend Paragesteinen wahrscheinlich algonkischen Alters wurde im späteren Verlauf der Erdgeschichte während zweier alpinotyper, durch einen zeitlichen Hiatus getrennter Metamorphosen polymetamorph verändert.
2. Die ältere Metamorphose I von wahrscheinlich präkambrischem Alter schuf bereits katazonale Bedingungen und führte zur Verfaltung des Komplexes um Nord—Süd- bis Nord—Nordost-streichende B-Achsen. Wahrscheinlich kam es schon in dieser Zeit zur Bildung von Cordierit-Sillimanitgneisen, welche auf Alkaliabfuhr zurückgeführt werden und im Arbeitsgebiet damals wesentlich weitere Verbreitung hatten als das heute der Fall ist. Beobachtungen sprechen dafür, daß es noch in einem Spätstadium derselben Metamorphose zu einer teilweisen Realkalisierung der Cordierit-Sillimanitgneise gekommen war.
3. Durch die jüngere Metamorphose II, welche möglicherweise erst frühvaristisch (bretonisch) ist, wurde der gesamte Gesteinsbestand bis auf wenige Relikte blastomylonitisch umgeschliffen, unter Ausbildung von Ost—West- bis West—Nordwest-streichenden Faltenachsen. Dabei kam es im späteren Verlauf zur Ultrametamorphose, mit teilweiser bis vollständiger Mobilisation des vorhandenen Stoffbestandes (Migmatisation), wahrscheinlich unter bedeutsamen Stoffzufuhren (Alkalien, Kieselsäure) aus tieferen Teilen der Erdkruste. Der Angriff des Migmas auf noch nicht mobilisierte Gesteinspartien entspricht einer Assimilation, die in diesem Fall begrifflich mit der Mobilisation zusammenfällt.
4. Der normale Ablauf der Migmatisation beginnt mit der Entwicklung von Migmatiten mit deutlich unterscheidbaren Paläo- und Neosomen und führt über Nebulite zu Migmagraniten, welche als eigene wanderungs- und intrusionsfähige Schmelzen auftreten können. Bei den Pegmatoiden kann es sich sowohl um besonders grobkörnige Abarten von Migmagraniten handeln als auch um echte Restdifferentiate derselben, die dann nicht von echt magmatischen Pegmatiten unterschieden werden können. Die Plagioklas-Granoblastite (Perlgneise) sind rekristallisierte Tiefenmylonite, die ihre typische Gefügeprägung in einem frühen Stadium der Metamorphose II erhalten haben. Marmore entwickeln gegen die Kristallisate des Migmas charakteristische Kalksilikatkontakte. Im übrigen weist jede Gesteinsart charakteristische Veränderungen durch die Migmatisation sowohl im Gefüge als im Mineralbestand auf. Sämtliche Gesteine der Migmageneration zeichnen sich aus durch ein charakteristisches Quarz-Feldspat-Reaktionsgefüge, in dem eine Plagicklasgeneration immer, die Quarze fast immer älter sind als Kalifeldspat.
5. Das Altkristallin wurde wahrscheinlich in frühsudetischer Zeit nach starkem Temperaturrückgang diskordant von einer Folge feinkörniger junger Granite durchsetzt, welche scharfe Kontakte gegen ihr Nebengestein entwickeln.

Lediglich kleine Nebengesteinseinschlüsse besonders im Massivgranit zeigen Ummineralisationen in der Hornfelsfazies, unter Entstehung tonerdeübersättigter Mineralien. Die Granite schließen sich im Süden des Gebietes zu einem größeren Massiv zusammen, während sie im Norden mehr oder weniger mächtige Gänge ausbilden. Unter diesen lassen sich eine ältere Folge von Graniten mit normalem bis basischem Chemismus und eine jüngere mit saurerem Chemismus auseinanderhalten. All diese Granite werden charakterisiert durch einen akzessorischen Gehalt an idiomorphem Cordierit und Andalusit und stimmen dadurch überein mit den „moldanubischen" Graniten, welche im gesamten bayerischen Anteil des Moldanubikums verbreitet sind. Ihr Gefüge zeigt eine typische magmatische Ausscheidungsfolge und damit neben Übereinstimmungen auch charakteristische Unterschiede gegenüber der Migmageneration. Das Ergebnis einer chemischen Analyse des Massivgranits wird diskutiert. Sie beweist teilweise Verschiebungen des primären Stoffbestandes durch spätmagmatische, autometamorphe Veränderungen, welche in ihrer Art auch mikroskopisch faßbar sind.

6. Die Intrusionstektonik des Granitmassivs zeigt enge Beziehungen zu derjenigen der Passauer-Wald-Granite sowie des Schärdinger Granits in Oberösterreich. Ihre Koordinaten liegen wenigstens subparallel zu denen der Metamorphose II. Das Gefüge der jungen Granite wurde mikroskopisch vermessen und dabei eine deutliche Formregelung der Biotite sowie beider Feldspäte, dagegen keine Quarzregelung festgestellt. Hauptgefügeelemente sind s_1-Flächen sowie B-Achsen. Die Teilbarkeiten des Granits weisen die bekannten Beziehungen zu den Hauptkluftrichtungen auf. Unter diesen walten im allgemeinen die Querklüfte gegenüber den Längsklüften vor. Die Granitgänge folgen zum einen Teil derartigen granittektonischen Kluftrichtungen, zum anderen aber auch schon früher angelegten, der Metamorphose II des Altkristallins zuzuordnenden Klüften. Die Gefügeregelung der Ganggranite ist fast durchweg kontaktparallel.

7. Nach der Erstarrung der jungen Granite wurde das gesamte Kristallin des Gebietes entlang steiler, etwa NW-streichender Störungslinien germanotyp in Schollen zerteilt. Dabei kam es auf den Störungslinien selbst zu kräftiger Mylonitisierung. Die Bewegungen selbst können auf zwei tektonische Phasen verteilt werden, welche durch die Intrusion von Dioritporphyrit voneinander getrennt sind. Da Jura und auch Oberkreide, die stellenweise über dem Kristallin liegen, mitverworfen sind, ist wenigstens die jüngere der beiden Phasen ins Tertiär zu stellen, während die ältere vielleicht noch spätvaristisch ist.

8. Im Zusammenhang mit der Bruchtektonik kam es stellenweise, wahrscheinlich unter Mitwirkung hydrothermaler Lösungen, zu einer kräftigen Diaphthorese sämtlicher Kristallinen Gesteine. Dabei wurde eine Mineralparagenese geschaffen, welche der Grünschieferfazies der aufsteigenden Metamorphose entspricht. Die neugebildeten Gesteine werden als Chlorit-Albitite bezeichnet. Sämtliche katazonalen Mineralien zeigen charakteristische Umwandlungen, welche mit wesentlichen stofflichen Verschiebungen Hand in Hand gehen. Besonders hervorzuheben ist die Verdrängung von Quarz sowie Kalifeldspat durch Albit. Dabei erfahren die Kalifeldspäte eigenartige Veränderungen der optischen Eigenschaften. Stofflich gesehen, kommt es zu einer Verarmung

der Gesteine an Calcium, dagegen zu einer Anreicherung von Natrium. Kalifeldspat als jüngster, spaltenfüllender Gemengteil ist mit den Adularen anderer niedrigthermaler Kluftfüllungen des Moldanubikums zu vergleichen.

9. Während der Bruchtektonik mobilisierte freie Kieselsäure scheidet sich auf Störungslinien selbst oder in ihrer nächsten Nachbarschaft in Form von pfahlähnlichen Quarzgängen aus. Diese können sowohl posttektonische, idiomorphe Großkristalle enthalten als auch eine sehr feinkörnige Quarzmasse, die eine charakteristische dreidimensionale Vergitterung von nach c gestreckten Quarzsäulen darstellt.

Angeführtes Schrifttum

Bader, H.: Das Granitmassiv von Neunburg v. W. und seine Rahmengesteine. — Dipl.-Arb., München 1957. — [Maschinenschr.]

Barth, T. W. F., Correns, C. W. & Eskola, P.: Die Entstehung der Gesteine. — 422 S., Berlin-Göttingen-Heidelberg (Springer) 1939.

Bauberger, W.: Über die Albitpegmatite der Münchberger Gneismasse und ihre Nebengesteine. — Diss., München 1957.

Becke, F.: Über Myrmekit. — Tscherm. miner. petrogr. Mitt., **27**, H. 4, Leipzig 1908.

Bederke, E.: Das Alter des moldanubischen Grundgebirges. — Geol. Rdsch., **45**, H. 2, S. 167 bis 175, Stuttgart 1956.

Bowen, N. L.: The evolution of the igneous rocks. — 332 S., 82 Abb., 16 Tab., Princeton N. J. (Princeton Univ. Press) 1928.

Brunnacker, K.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Bl. Nr. 7142 Straßkirchen, m. Erläut. — München 1956.

Chayes, F.: The finer-grained calcalkaline granites of New England. — J. Geol., **60**, S. 207 bis 254, Chicago (Univ. Chicago Press) 1952.

Cloos, H.: Kurze Beiträge zur Tektonik des Magmas: Die Intrusionsfolge im Bayerischen Wald. — Geol. Rdsch., **14**, S. 10, Stuttgart 1923.

— , Balk, R., Cloos, E. & Scholtz, H.: Die Plutone des Passauer Waldes, ihr Bau und Werdegang und ihre innere Tektonik. — In: Tektonik und Magma, Monogr. Geol. Paläont., (2) **3**, 3, 182 S., 122 Abb., 1 Kt., Berlin (Borntraeger) 1927.

Drescher-Kaden, F. K.: Zur Tektonik und Petrographie der Diorite von Fürstenstein. — Abh. hess. geol. L.-A., **8**, S. 1—49, 1 Kt., 2 Taf., 15 Textfig., Darmstadt 1928.

— : Zur Genese der Diorite von Fürstenstein. — N. Jb. Miner. usw., Beil.-Bd., **60**, A, S. 445—530, Stuttgart 1930.

— : Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. — Miner. Petrogr. in Einzeldarstellungen, **1**, 259 S., Berlin-Göttingen-Heidelberg (Springer) 1948.

Düsing, C.: Geologische und petrographische Untersuchungen auf dem Gradabteilungsblatt Oberviechtal in der südlichen Oberpfalz. — Dipl.-Arb., München 1957. — [Maschinenschr.]

Egger, J. G.: Der Jurakalk von Ortenburg und seine Versteinerungen. — 1. Ber. naturkdl. Ver., Passau 1857.

Erdmannsdörfer, O. H.: Die Einschlüsse des Brockengranits. — Jb. preuß. geol. L.-A., **32**, Tl. 2 (1911), S. 311—380, 6 Taf., 7 Abb., Berlin 1914.

— : Über Einschlüsse und Resorptionsvorgänge in Eruptivgesteinen. — Fortschr. Miner. Krist. Petrogr., **5**, S. 173—209, Jena 1916.

Eskola, P.: On the Petrology of the Orijärvi-Region in Southwestern Finland. — Bull. Comm. Géol. Finl., **40**, Helsinki 1914.

— : The Mineral-Facies of Rocks. — Norsk. geol. Tidsskr., **6**, Kristiana 1922.

Fischer, G.: Die Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen am hl. Blut und ihr Rahmen. — N. Jb. Miner. usw., Beil.-Bd., **60**, A, S. 251—396, Stuttgart 1930.

— : Der Bayerische und Böhmer Wald. Die Entwicklung seiner Landschaft in der geologischen Geschichte. — Jb. preuß. geol. L.-A., **59** (1938), S. 55—82, Berlin 1939 (1939 a).

— : Über das Grundgebirge der Bayerischen Ostmark: Die Gneise nördlich des Bayerischen Pfahles. — Jb. preuß. geol. L.-A., **59** (1938), S. 289—352, 4 Taf., 27 Abb., Berlin 1939 (1939 b).

— : Granit und Sial. — Geol. Rdsch., **39**, S. 32—77, 9 Abb., Stuttgart 1951.

Forster, A.: Geologische Aufnahme der Gneisfaltenschlinge von Moosbach—Eslarn. — Dipl., Arb. Inst. f. Gesteinskde., München 1955. — [Maschinenschr.]

— : Metamorphose und Tektonik im Moldanubikum der nördlichen Oberpfalz. — Diss., München 1957. — [Maschinenschr.]

Frentzel, A.: Das Passauer Granitmassiv. — Geogn. Jh., **24**, S. 105—192, 1 Taf., 1 Kt., München 1911.

Gaertner, H. R. von: Probleme des Saxothuringikums. — Geol. Jb., **65** (1949), S. 409—450, 2 Taf., 7 Abb., Hannover 1951.

Gareiss, A.: Über Pseudomorphosen nach Cordierit. — Tscherm. miner. petrogr. Mitt., N. F., **20**, Leipzig 1901.

Graber, H. V.: Vergleichende granittektonische Untersuchungen im Passauer Wald und im Mühlviertel. — N. Jb. Miner. usw., Beil.-Bd., **66**, A, S. 133—154, Stuttgart 1932.

Gümbel, C. W.: Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges oder des bayerischen und oberpfälzer Waldgebirges. — In: Geognostische Beschreibung d. Königreichs Bayern, 2. Abt., Gotha 1868.

— : Geologie von Bayern, II. — Kassel 1894.

Haller, J.: Probleme der Tiefentektonik. Bauformen im Migmatit-Stockwerk der ostgrönländischen Kaledoniden. — Geol. Rdsch., **45**, H. 2, S. 159—204, Stuttgart 1956.

Harder, H.: Untersuchungen an Paragoniten und an natriumhaltigen Muskoviten. — Heidelb. Beitr. Miner. Petrogr., **5**, H. 3, S. 227—272, Berlin-Göttingen-Heidelberg 1956.

Hegemann, F.: Mineralogische und petrographische Untersuchungen im Dioritgebiet von Roßbach/Oberpfalz. — N. Jb. Miner. usw., Beil.-Bd., **62**, A, Stuttgart 1930.

Heiss, E.: Ergebnisse der geologischen Aufnahme der südlichen Hälfte von Blatt Pleinting (537) 1 : 25 000. — München 1950.

Hellner, E. & Euler, R.: Zur Entstehung metatektischer Gesteine. — Fortschr. Miner., **35**, S. 35, Stuttgart 1957.

Hentschel, H.: Die kalksilikatischen Bestandmassen in den Gneisen des Eulengebirges (Schlesien). — Tscherm. miner. petrogr. Mitt., **55**, B, S. 1—136, 32 Textfig., 2 Diagr., 1 Kt., Leipzig 1943.

Hoenes, D.: Magmatische Entwicklung und Tiefenstufen im Grundgebirge der Vogesen und des Schwarzwaldes. — Ber. naturforsch. Ges., **39**, S. 197—225, Freiburg i. B. 1943 bis 1949.

— : Kriterien für die genetischen Typen der variskischen Magmatite des südlichen Schwarzwaldes. — Fortschr. Miner., **28** (1949), S. 29—32, Stuttgart 1951.

Horninger, G.: Der Schärdinger Granit. — Tscherm. miner. petrogr. Mitt., **47**, *B*, S. 26—79, 2 Kartenskizz., 5 Textfig., 16 Diagr., Leipzig 1936.

Köhler, A.: Zur Entstehung der Granite der Südböhmischen Masse. — Tscherm. miner. petrogr. Mitt., 3. F., **1**, S. 175—184, Wien (Springer) 1950.

Kraus, E.: Geologie des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen in Niederbayern an der Donau. — Geogn. Jh., **28** (1915), München 1916.

Kraus, G.: Das Flußspatrevier östlich von Regensburg und dessen Nebengestein. — Dipl.-Arb., München 1955. — [Maschinenschr.]

Laubmann, H.: Über die Mineralklüfte im Fichtelgebirge und im Bayerischen Wald. — Zbl. Miner., Abt. A, S. 190—192, Stuttgart 1929.

Mehnert, K. R.: Zur Frage des Stoffhaushaltes anatektischer Gesteine. — N. Jb. Miner., Abh., **82**, S. 155—198, Stuttgart 1951.

— : Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald. — N. Jb. Miner., Abh., **85**, S. 59—140, Stuttgart 1953 (1953 a).

— : Zur Abfolge der Gesteinsmobilisation im tiefen Grundgebirge (ohne Zufuhr). — Geol. Rdsch., **42**, Stuttgart 1953 (1953 b).

Müllbauer, F.: Die Pegmatite von Schweicklberg a. d. Donau bei Passau. — Zbl. Miner., A., S. 270—272, Stuttgart 1929 (1929 a).

— : Mineralklüfte bei Passau. — Zbl. Miner., A., S. 387, Stuttgart 1929 (1929 b).

— : Die Pegmatit- und Kontaktlagerstätte am Wimhof bei Vilshofen. — Zbl. Miner., A., S. 96—112, Stuttgart 1930.

Ney, P.: Zum gegenwärtigen Stand des Magnesitproblems. — Z. deutsch. geol. Ges., **108**, Tl. 2 (1956), S. 203—220, Hannover 1957.

Niggli, P.: Lehrbuch der Mineralogie, Tl. 2. — 2. Aufl., S. 330, Berlin (Borntraeger) 1924 bis 1926.

— : Das Problem der Granitbildung. — Schweiz. miner.-petrogr. Mitt., **22**, S. 1—84, Zürich 1942.

— : Die leukogranitischen, trondhjemitischen und leukosyenitischen Magmen und die Dia- und Anatexis. — Schweiz. miner.-petrogr. Mitt., **26**, S. 44, Zürich 1946.

— : Bemerkungen zur endogenen Gesteinsbildung, besonders im Schwarzwald. — Fortschr. Miner. Petrogr., **28**, S. 9—20, Berlin 1949.

Oertel, G.: Der Pluton von Loch Doon in Südschottland. — Geotekt. Forsch. **11**, S. 1—83. Berlin 1955.

Perrin, R. & Roubault, M.: Le Granite et les réactions à l'état solide. — Bull. Serv. carte géol. l'Algérie, **5**, Alger 1939.

Rein, G.: Der Werdegang des Orthits in der magmatischen und metamorphen Abfolge des mittleren Schwarzwaldes. — N. Jb. Miner., Abh., **84**, S. 365—435, 48 Abb., 9 Tab., Stuttgart 1952.

Reynolds, D. L.: Hercynian Fe-Mg-Metasomatism in Cornwall, a Reinterpretation. — Geol. Mag., **84**, S. 33, Hertford 1947.

Rosenbusch, H. & Mügge, O.: Mikroskopische Physiographie. — Bd. 1, Tl. 2, 814 S., 35 Taf., 209 Fig., 17 Tab., Stuttgart (Schweizerbart) 1927.

Rothpletz, A.: Die ostbayerische Überschiebung und die Tiefbohrungen bei Straubing. — Sitz.-Ber. bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., S. 145—189, München 1911.

Salomon, W.: Über Lagerungsform und Entstehung der peri-adriatischen granitisch-körnigen Massen. — Tscherm. miner. petrogr. Mitt., N. F., **17**, S. 218, Leipzig 1898.

Sander, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Tl. 2: Die Korngefüge. 399 S., 153 Abb., 166 Diagr., 8 Taf., Wien (Springer) 1950.

Scheumann, K. H.: Zur Nomenklatur migmatischer und verwandter Gesteine. — Miner.-petrogr. Mitt., **48**, S. 297—302, Leipzig 1936.

— : Metatexis und Metablastetis. — Tscherm. miner.-petrogr. Mitt., **48**, B, S. 402—412, Leipzig 1936.

Schreyer, W.: Dolomit und Glaukonit an der Basis des marinen Burdigals in der niederbayerischen Molasse. — Geol. Bl. NO-Bayern, **6**, S. 169—171, Erlangen 1956.

Schreyer, W.: Auftreten, Petrographie und tektonische Begrenzung des Jura zwischen Vilshofen und Ortenburg/Ndb. — Geol. Bl. NO-Bayern, **7**, S. 58—70, Erlangen 1957 (1957 a).

— : Über das Alter der Metamorphose im Moldanubikum des südlichen Bayerischen Waldes. — Geol. Rdsch., **46**, S. 306—317, Stuttgart 1957 (1957 b).

— : Geologisch-petrographische Beobachtungen in den Schottischen Highlands. — Geol. Rdsch., **46**, S. 612—641, Stuttgart 1957 (1957 c).

— : Die Quarz-Feldspat-Gefüge der migmatischen Gesteine von Vilshofen an der Donau. N. Jb. Miner., Abh., **92**, S. 147—170, Stuttgart 1958.

Schröcke, H.: Petrotektonische Untersuchung des Cordieritgneisgebietes um Bodenmais im Bayerischen Wald und der eingelagerten Kieslagerstätten. — Heidelb. Beitr. Miner. Petrogr., **4**, S. 464—503, Berlin 1955.

Sederholm, J. J.: On Migmatites and Associated Pre-cambrian Rocks of Southwestern Finland: I. The Pellinge Region. — Bull. Comm. géol. Finl., **58**, Helsinki 1923.

Spencer, E.: A Contribution to the Study of Moonstone from Ceylon and other Areas and of the Stability Relations of the Alkali Feldspars. — Miner. Mag., **22**, S. 291—367, London 1930.

Stadler, J.: Geologie der Umgebung von Passau. — Geogn. Jh., **38**, S. 40—117, 1 geol. Kt., Kassel 1925.

Stettner, G.: Die Lagerstätte des Specksteines von Göpfersgrün—Thiersheim im Fichtelgebirge. — Diss., München 1954. — [Maschinenschr.]

Stille, H.: Die assyntische Ära und der vor-, mit- und nachassyntische Magmatismus. — Z. deutsch. geol. Ges., **98**, S. 152—165, Hannover 1948.

Tröger, W. E.: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. (Ein Nomenklatur-Kompendium). — 360 S., Berlin (Verl. dtsch. Miner. Ges.) 1935.

— : Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. — 147 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1952.

Tröster, M.: Magnetische Untersuchungen im Bereich des Hauzenberger Granitmassivs. — Diss., München 1956. — [Maschinenschr.]

Tuttle, O. F.: Optical Studies on Alkali-Feldspars. — Bowen Vol. Amer. J. Sci., New Haven/Connect. 1952.

Voll, G.: Stoff, Bau und Alter in der Grenzzone Moldanubikum/Saxothuringikum in Bayern unter besonderer Berücksichtigung gabbroider, amphibolitischer und kalksilikatführender Gesteine. — Diss., München 1955. — Beih. geol. Jb., **42**, 382 S., 5 Taf., 96 Abb., 17 Tab., Hannover 1960.

Waltl: Geognosie von Passau und Umgebung. — Briefl. Mitt. Corr.-Bl. geol.-miner. Ver., Regensburg 1868.

Wegmann, C. E.: Zur Deutung der Migmatite. — Geol. Rdsch., **26**, S. 305—350, 12 Abb., Stuttgart 1935.

Weinschenk, E.: Die gesteinsbildenden Mineralien. — 261 S., 309 Textfig., 5 Taf., 22 Tab., Freiburg i. B. 1915.

Weyberg: Materialien zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der gesteinsbildenden Glimmer. — Warschauer Universitätsnachrichten 1909 [russ.]. (Ref. N. Jb. Miner. usw., Jg. 1912, Tl. 1, S. 396, Stuttgart 1912.

Wimmenauer, W.: Cordieritführende Gesteine im Grundgebirge des Schauinslandgebietes. — N. Jb. Miner., Abh., **80**, A, S. 375—436, 22 Abb., 1 Tab., 1 Kt., Stuttgart 1950.

— : Erzmikroskopische Beobachtungen an Gesteinen des Schwarzwälder metamorphen Grundgebirges. — Mitt. bad. geol. L.-A., 1950, S. 14—22, 2 Abb., Freiburg i. B. 1951.

Winchell, A. N.: Elements of Optical Mineralogy. — 4. Ed., Pt. II, 551 S., New York (Wiley) 1951.

Wineberger, L.: Versuch einer geognostischen Beschreibung des Bayerischen Waldgebirges und des Neuburger Waldes. — Passau 1851.

Winkler, H. G. F.: Experimentelle Metamorphose von Tonen. — Fortschr. Miner., **35**, H. 1, S. 30—33, Stuttgart 1957.

Wurm, A.: Morphologie und Tektonik am Südwestrand des Bayerischen Waldes. — Zbl. Miner., Beil.-Bd., B, S. 129, Stuttgart 1938.

Zeil, W.: Geologische Untersuchungen und Kartierung auf Blatt Pleinting in Niederbayern. — Dipl.-Arb. München 1948. — [Maschinenschr.]

Ziehr, H.: Die Flußspatgänge von Wölsendorf und deren Nebengesteine. — Diss. Inst. f. Gesteinskde., München 1954. — [Maschinenschr.]

Autorenregister*)

Bader, H. 17, 98, 112
Balk, R. 112
Barth, T. F. W. 25, 112
Bauberger, W. 51, 112
Becke, F. 12, 72, 112
Bederke, E. 108, 112
Brunnacker, K. 11, 112
Bowen, N. L. 62, 112

Chayes, F. 59—60, 66, 68, 112
Cloos, E. 112
Cloos, H. 12—14, 35, 50, 67, 81, 88, 90—91, 93 bis 94, 107, 112
Correns, C. W. 25, 112

Drescher-Kaden, F. K. 41, 67, 112
Düsing, C. 60, 112

Egger, J. G. 105, 112
Eigenfeld, R. 30
Erdmannsdörfer, O. H. 62, 112
Eskola, P. 25, 51, 69, 97, 112
Euler, R. 33, 113

Fischer, G. 11, 13, 16—19, 31, 41, 67, 107, 113
Forster, A. 16, 18, 27—28, 48, 113
Frentzel, A. 12, 113

Gaertner, H. R. v. 16, 113
Gareiss, A. 98, 113
Graber, H. V. 12, 113
Gümbel, C. W. 12, 23, 27, 40, 75, 98, 113

Haller, J. 50, 113
Harder, H. 78, 113
Hegemann, F. 67, 113
Heiß, E. 13, 113
Hellner, E. 33, 113
Hentschel, H. 25, 47, 113
Hoenes, D. 113
Horninger, G. 12, 50, 63—64, 81—83, 106, 113

Köhler, A. 13, 50, 113
Kraus, E. 12—13, 38, 89, 96, 104—105, 107, 113
Kraus, G. 102, 114

Laubmann, H. 101—102, 114
List, F. K. 68

Mehnert, K. R. 19, 21, 27, 30—31, 33—34, 41 bis 42, 114
Mügge, O. 43, 101, 114
Müllbauer, F. 12, 22, 39, 44—45, 101—103, 114

Ney, P. 43, 114
Niggli, P. 30—31, 33, 37, 61, 114
Nothhaft, J. 105

Oertel, G. 50, 114

Perrin, R. 50, 114

Rein, G. 27, 30, 114
Reinhard, M. 31
Reynolds, D. 51, 114
Rosenbusch, H. 43, 101, 114
Rothpletz, A. 105, 114
Roubault, M. 50, 114

Salomon, W. 62, 114
Sander, B. 13, 54—55, 82, 95, 114
Scheumann, K. H. 30—31, 41, 114
Schmidt, W. 32
Scholtz, H. 112
Schreyer, W. 11, 17, 35, 38, 45, 48, 70, 71, 79, 80, 100, 105, 107, 114—115
Schröcke, H. 16, 18, 115
Sederholm, J. J. 13, 30—31, 35—36, 115
Spencer, E. 101, 115
Stadler, J. 12, 115
Stettner, G. 102, 115
Stille, H. 108, 115

Tröger, W. E. 26, 37, 58—59, 61, 74, 77, 115
Tröster, M. 13, 90, 115
Tuttle, O. F. 101, 115

Voll, G. 16, 18, 50, 60, 62, 76, 107—108, 115

Waltl, 12, 115
Wegmann, C. E. 29—30, 50, 115
Weinschenk, E. 100, 115
Weyberg, 61, 115
Wimmenauer, W. 18, 30, 33—34, 46, 115
Winchell, A. 22, 115
Wineberger, L. 12, 116
Winkler, H. G. F. 30, 116
Wurm, A. 11, 107, 116

Zeil, W. 13, 16, 116
Ziehr, 76, 102, 116

*) Bei zusammengezogenen Seitenzahlen, z. B. 16—19, ist der betreffende Autorenname auf *jeder* dieser Seiten genannt.

Orts- und Sachregister*)

(Mit *fetten Ziffern* sind die für das Stichwort wichtigen Seiten herausgehoben)

Adamello 62
Adular 101—102, 110
Agmatite 36, 49
Aktinolith 44, 46, 97
Albersdorf 93
Albit 27, 39, 41, 45, 58, 64, 71, 73—74, 76, 78, 80, 83, 96, 97, 100, 102, 110
Albitisierung 17, 45, 58, 61, 99, 100, 101 bis 102
Albitkorngefüge 38, 69, 71—72
Algonkium 108—109
Alkaliabwanderung 16, 18, 21, 34, 51, 62 bis 63, 109
— zufuhr 20—21, 27, 30, 47, 49, 51, 62, 64, 99, 102, 109
Almandin 27
Altkristallin 14, **15—57**, 59—62, 64—67, 69, 72, 74, 76, 78—79, 89—90, 92—94, 107—110
Al-Überschuß 16, 21, 60, 63
— -Zufuhr 25, 34, 49, 99
Amphibol 44, 46
Amphibolite **26**, 31, 47, 97, 99
Anatas 76
Anatexis 18, 30, 33
Andalusit 50, 59—60, 63, 66, 70, 72, 78, 95, 110
Andesin 27, 47
Antigorit 98—99
Antiperthit 32, 38, 41, 44, 47—48, 64—65, 72, 100
Apatit 19, 23—25, 29, 36, 39, 40, **41—42**, 44, 59, 64, 70, 73, 79
Aplite 39, 69, 73, 90
Aplitisierung 74, 76
Aplodiorite 37
Aploide 31—33, 37, 39, 41—42
Arterite 30
Assimilation 25, 33—36, 42, 47, 49, 65, 68, 109
Aufschmelzung 15, 30, 33
Autometamorphose 70, 75, 78, 110
Axinit 44

B-Achsen 13, 22, **51—56**, 81—82, 85—91, 94 bis 95, 97, 108—110
Bauxit 16
Bayerischer Wald 11—12 16, 39—41, 75, 103, 107
Biotit 16—17, 19—20, 26—29, 32—34, 36 bis 42, 47—49, 54—55, 58—59, 61—70, 72—73, 75—77, 79—80, 82, 91, 93, 97, 110
— , grüner 76—77, 95
Blastomylonitzonen 16, 41, 107
Blümmelmühle 22, 39
Bodenfließen 11
Bodenmais 16, 18, 98
Bruchtektonik (= germanotype Tektonik) 75, 88, 103, 107, 110—111
B senkrecht B′-Gefüge 54, 56
Burdigal 80, 107
Bytownit 24—25, 47

Calcit 22—23, 43, 46, 74, 103
Cham 16, 18
Chlorit 43, 45—46, 58, 74, 77, 96—97, 104 bis 105
— -Albitite 43, 46, 97, 99—103, 110
Chloritisierung 45, 72, 77—78, 96—97, 102
Chondrodit 23—24
Cordierit 16—18, 21, 33—34, 37, 39, 40, 42, 45, 48, 59—60, 62—63, 66, 68, 70, 72, 78, 90, 95, 98, 102, 110
Cummingtonit 27

Deggendorf 16, 40, 68, 73, 90
Diaphthorese 17—18, 42—43, 45—46, 75, 77, 79, 96, **97—103**, 107, 110
Diapirismus 50
Diatexite 30, 41
Diluviallehme 11
Dinklreither Linie 105
Diopsid 24, 38, 43—44, 46—47, 97
Diorite 67—68
Dioritporphyrit 75, 96, 99, 103, 107, 110
Doblmühle 92
Dogger 79, 105
Dolomit 22—23, 43

Einöd 36
Epidot 98, 102
Eulengebirge 25

*) Bei zusammengezogenen Seitenzahlen, z. B. 15—57, ist das betreffende Stichwort auf *jeder* dieser Seiten im Zusammenhang abgehandelt oder auch aufgeführt, ohne daß die einzelnen Hinweise untereinander sachlich zusammenhängen.

Falkenstein 16
Felsite 72
Fichtelgebirge 102
Finnland 29
Flasergranit 13, 50
Formanalyse, Kalifeldspat 85—86
— , Plagioklas 71, 84—85
Forsterit 24, 43, 98—99
Franken 107
Fürstenstein 67
Fürstenzell 90

Ganggranite 46, 58, **64—73**, 75, 89, **92** bis **94**, 96, 106, 110
— , basische **64—68**, 69, 72, 95
— , normale **64—68**, 69, 74
— , saure 66, **68—70**, 72—73
Gefüge 17, 19, 21, 28, 36, 38, 40, 45, 48, 54—57, 61—62, 69, **70—73**, **81—91**, 95, 97, **104—105**
— prägung 16
Germanotype Tektonik 75, 88, 103, 107, 110 bis 111
Geophysik 13, 90
Gerading 74
Gesteinsdichte 19, 24, 26, 59, 66, 68, 74
Gilbertit 40
Glaukonitisierung 80
Gneise 12—13, 24, 54, 62
— , Biotit-Plagioklas- **19—22**, 31, 33, 54 bis 57
— , Cordierit-Sillimanit-Flaser- **16—18**, 21, 28, 33, **42**, 50—51, 62, 109
— , Granat- 20
— , Hornblende- **26—27**, 38, **47**, 97, 100
— , Magnetit- **29**, 38, 46, **49**
Gneisgranit 12—13, 35, 50
Göpfersgrün 102
Grammatit 44, 46—47
Granat 16—17, 19, 20, 24—25, 27—28, 33, 35, 38, 42, 48
Granite i. allg. 12—13, 31, 37—38, 61
— , Alkali- 61
— , Aplit- 37, 61
— , junge 14, 39, **58—94**, 95—96, 99 bis 100, 103, 107, 109—110
— , Kalkalkali- 37, 59, 61, 66, 68
— , rotgefärbte 75—76
Granitisation 35, 38, 41, 49, 50—51
Granitoide 22, 45
Granittektonik 12, **81—94**, 110
Granoblastite, Plagioklas- **40—42**, 63, 109
granophyrische (schriftgranitische) Verwachsungen 40, 45, 65, 70
Granulite 27
Graphit 23, 46
Grauwacken 19, 21
Grönland 50
Grünschieferfazies 97, 110
Gurlarn 90

Hacklmühle 11, 90, 95—96
Harz 62
Hastingsit 27
Hattenham 26, 38, 54
Hausbach 20, 22, 24—25, 29, 38, 46, 76, 98
Hauzenberg 13, 81, 90, 93
Hellglimmer 41, 44
Hessonit 25
Hördt 95
Hornblende 26—27, 38, 47, 68, 74—75, 97

Ichor 30
Ilmenit 59, 64
Injizierte Schiefer 12

Jura 11, 46, 90, 105—107, 110

Kalchberger Linie 105, 107
Kalifeldspat 16, 20, 27, 29, 33—34, 36, 38 bis 42, 44—45, 47—49, 59, 64—66, 68, 70—74, 76, 78—79, 80, 85—86, 96, 100—102, 109—111
Kalizufuhr 34—35, 38, 98
Kalkberg 20
Kalksilikatfelse **24—25**, 31, 39, **43—45**, **46** bis **47**, 64, 67, 97—99, 100, 109
Kaolinit 79
Kartierung, geologische 15, 58, 64
Kieselsäureabwanderung 16—17, 34, 62—63
— zufuhr 24—25, 34, 49, 64, 67, 109
Klinozoisit 98, 100, 102
Klüftungsdiagramme 12, 87—89, 105—106
Knadlarn 89
Kontaktmetamorphose 22, 39, 43, 50—51, 61 bis 64
— mineralien 22, 24, 43—46
Korngefüge 12
Korund 62
Kristallgranit I 12, 13, 67

Lagenbau 22, 24, 32, 42
Lalling 16, 40, 68
Lamprophyre **74—75**, 107
Längsklüfte (S_2-Klüfte) 81, 88, 92, 106, 110
Langdobl 12, 90
Laterit 16
Leuchtenberger Granit 62
Leuchtenbergit 43, 45—46
L-Klüfte (= Lagerklüfte) 88, 92
Löß 11

Magmen 30, 36, 39, 61, 70, 73
Magnetit 25, 29, 38, 46, 49
Magnetkies 25, 46
Marmore **22—24**, 31, 37, 39, **42—46**, 49, 109
Massivgranit (Neustifter Granit) **58—61**, 66, 69, 75, 78, 79, 80, 81—91, 94, 99, 105, 109

Mattenham 11
Meeresmolasse, Obere 80
Melanit 25
Metaaplit, Granat- **27—29**, 35, 38, **47—49**
— , Turmalin- 27
Metabasite 39
Metablastesis 41
Metatekte 30, 33
Metatexis 30, 41
Metatexite 27, 30, 42
Metten 90
Migma 31, 33, 35—37, 39, 42—44, 46, 109
— granite 31—33, **35—38**, 39—40, 44 bis 50, 54, 69—70, 76, 100, 109
Migmatisation 15—22, 24, 26—28, **29—51**, 54, 58—59, 64—66, 72, 99, 107—109
Migmatite 17—18, 20, 24, 26, 30, **31—35**, 36, 38—42, 47, 50, 54, 62—63, 73, 95, 106, 109
Mikroklin 17, 21, 37—38, 48, 59, 64, 71, 73, 101
Miltach 16, 18
Mineralparagenese 16, 42
Mobilisation 15, 24, 28, 33, 42, 47—49, 72, 102—103, 107, 109
Montmorillonit 80
Monzoni 43
Morphologie **11**
Mühlviertel 12
Münchberger Gneismasse 51
Muskovit 58—59, 62—63, 66—68, 72—74, 76—78, 102
Mylonite **96—97**, 103, 105, 107, 110
Myrmekite 38, 41, 48, **71—72**, 100, 102

Namering 67
Nebulite 35, 48, 109
Neosom 31—34, 38, 42, 47, 50, 52, 54, 109
Neualbenreuth 16
Neuburger Wald 12
Neu-England 60
Neuhaus a. Inn 90
Neustift 13, 58, 62—63, 75—76, 78, 82—83, 87—91, 104—105
Neustifter Granit (= Massivgranit) **58—61**, 66, 69, 75, 78—91, 94, 99, 105, 109
— Massiv 11, 13, **58—64**, 65—67, 80, **81—91**, 92, 94—96, 103, 110

Oberkreide 107, 110
Obermiozän 11, 80
Oberoh 79
Oberpfälzer Wald 13, 16, 60
Oberpfalz 18, 28, 48, 50, 60, 107
Oberreit 22
Oligoklas 27, 38—39, 57, 64, 68, 71, 100
Ophicalcite 43, 98
Ortenburg 90, 95
Orthogneise 28, 29
Orthoklas 37, 66, 101

Padling 68
Paläosom 18, 31—35, 42, 47, 50, 109
Palimpsestgefüge 19, 23
Palingenese 30
Paragneise 19, 29, 33, 35, 40, 41
Paragonit 78
Paramorphosierung 16, 18, 21, 100
Pargasit 44
Passauer Wald 12, 14, 81, 89—91, 94, 110
Pegmatite 39—40, 45, 69, **73—74**, 109
Pegmatoide 31, **39—40**, 42, 44—45, 50, 64, 69, 73, 109
Peneplain 11
Pennin 77, 97
Periklas 43
Perlgneise 17, 40—41, 109
Perthite 38, 45, 59, 71, 72
Pfahl, Bayerischer 13, 41, 105, 107
Phengit 98
Phlogopit 24, 43, 46
Pinit 16, 45, 59, 65, 73, 98
Pinitisierung 78, 98, 102
Plagioklas 16—21, 24—29, 32—38, 40—44, 47—49, 56—58, 61, 63—68, 70—76, 78 bis 80, 83—85, 98—100, 109
Pleinting 96
Pleistozän 11
Predazzite 43
Prochlorit 77, 97
Pseudomorphosen 19, 40, 44, 72, 74, 77—78, 97, 99
Pyrit 46, 78, 79

Quarz 16—17, 19—20, 25—27, 29, 32—34, 36—40, 42—44, 47—49, 54—56, 59, 63—70, 72—76, 78, 83, 95—97, 100, 102, **103—105**, 109—111
— -Feldspatgefüge 28—29, 32—33, 38, 48—49, 57, 71—72, 74, 91, 109
— porphyre 72
Quer- (= Q-) Klüfte 75, 81—82, 88, 92, 104 bis 106, 110

Realkalisierung 18, 51, 62, 109
Regelung, Biotit 54—55, 57, 82, 93—94, 110
— , Kalifeldspat 54, 85—88, 110
— , Plagioklas 54, 56—57, 83—85, 110
— , Quarz 54—56, 83, 110
Regensburg 67, 102
Reichenbach 67
Renchgneise 19
Restbestand 16, 18, 34, 63
Roßbach 67
Roteisen 76
Ruhmannsfelden 40

Ruhstorf 28
Rutil 59, 76

Sachsen 41, 61
Saldenburg 81, 93
Sandbach 27, 36
Schärding 12, 63—64, 81—83, 89—90, 106, 110
Schlierige Granite 12, 13
Schmalhof 92
Schöfweg 68
Schottland 35
Schriftgranitische (= granophyrische) Verwachsungen 40, 45, 65, 70
Schwarzwald 18—19, 27, 30, 41, 50
Serizit 41, 74, 78—79, 99—100
Serizitisierung 58, 61, 78—80, 99, 102
Serpentin 43, 99
Serpentinisierung 24, 98—99
„s"-Flächen 17, 19, 22, 27, 33, 35—36, 42, **51—57**, 62, 64, 95, 97
s_1-Flächen 81—82, 85—86, 88—91, 93—95, 108, 110
S_2-Klüfte 81, 88, 92, 106, 110
Sillimanit 16, 18, 21, 28, 34, 42, 62, 65
— -Interngefüge 18, 21, 33, 65
Spinell 17, 28, 42, 44, 46, 62
Stockscheider 40
Straßkirchen 11
Symplektitgefüge 20, 72

Tektonische Daten 15, 18, 31, **51—57**, **81** bis **94**, 106, 108
Tirschenreuth 16, 18
Titaneisen 25
Titanit 25—26, 44, 59, 76
Tittling 81, 89
Tongesteine 19, 25
Topas 40
Topographische Karten 1 : 25 000
Gradabteilungsblatt Vilshofen, Nr. 7345 11, 79
Positionsblätter: Fürstenzell, Nr. 569 11
Ortenburg, Nr. 567 11
Pleinting, Nr. 537 11, 13, 16, 36, 103
Tremolit 44
Treppenstein 16, 29
Turmalin 27, 73—74
Turon 107

Überdeckung, tertiäre und quartäre 11
Ultrametamorphose **29—31**, 109
Ultramylonite 74—75, **96**, 103

Varistische Orogenese 107—110
Venite 30
Vererzung 46
Vergenz 54
Vergreisung 73
Vermiculit 77, 95, 97
Verwitterung 75, **79—81**, 103
Vesuvian 44
Vilsgneise 19, **31—32**, 33, 39, 41
Vilshofen 19, 22, 27, 31, 35, 92, 95, 105
Vilskraftwerk 20, 73
Vilsmühle 32
Vilstal 58—59, 62, 82—83, 88—90, 104
Vogesen 65

Waldsassen 16
Wechselsäume 38, 72
Weinsberger Granit 13, 50
Wimhof 22, 37, 39, 44—46, 74, 96, 103
Windorf 27, 32, 54, 76
Winklhof 47
Witzling 54
Wöhlerit 44
Wölsendorf 102
Wolfach 11, 89—90
— linie 104, 105—106

Zeilenbau 20, 24, 28, 32
Zeitlarn 40, 69, 103, 105
Zirkon 19—20, 25, 29, 36, 40, 59, 70, 79, 98
Zonarbau 58, 65, 71, 74
— , inverser 26
Zwillinge, Cordierit- 59
— , Dolomit- 23
— , Kalifeldspat- 59, 71

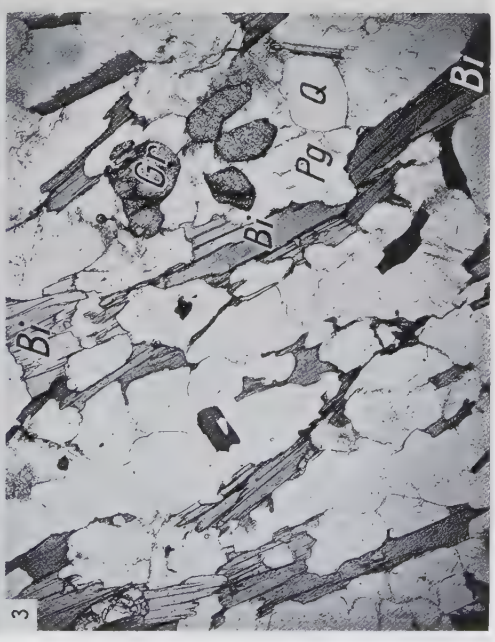
Tafel 1

Fig. 1. Schliffbild eines (jung diaphthoritisierten) Cordierit-Sillimanitgneises. In der Bildmitte erkennt man ein in Pinit (Pi) eingeschlossenes Granatrelikt (Gr). Nördlich vom Kaldhberger Bruch. — Nicols gekreuzt, Vergr. 12fach. S. 17

Fig. 2. Sillimanit-Interngefüge (Si) in einem Plagioklas (Pg), (Q = Quarz). Geschonter Biotit-Plagioklasgneis. Wolfachhang östlich Zeitlarn. — Nicols gekreuzt, Vergr. 45fach. S. *18*, 21

Fig. 3. Schliffbild eines geschonten Plagioklas-Biotitgneises mit Relikten von Granat. Wolfachhang östlich Zeitlarn. — Ohne Analysator, Vergr. 45fach. S. *19*, 32, 33

Fig. 4. Gleiches Schliffbild wie Fig. 3, aber bei gekreuzten Nicols. S. *19*, 32



Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung

Tafel 2

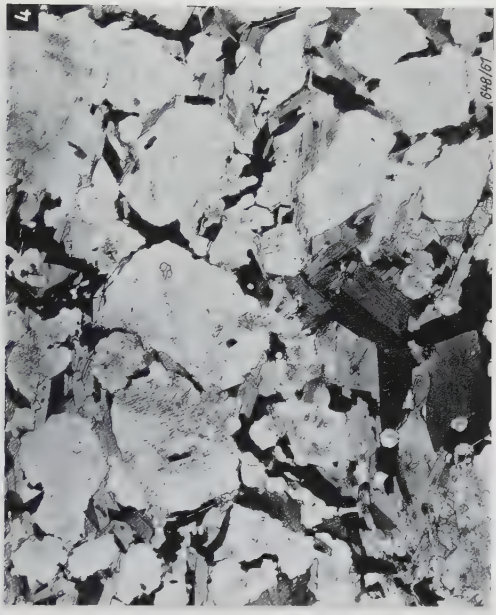
Fig. 1. Symplektitische Verwachsung des Granats mit Biotit (Bi) wird durch jüngeren Kalifeldspat (KF) wieder aufgelöst. — Nicols nicht vollständig gekreuzt, daher Chagrin des Granats gerade noch erkennbar. Kalifeldspatführender Granat-Biotitgneis, südlich Hausbach. — Vergr. 75fach. S. 20

Fig. 2. Dünnschliffbild eines Kalksilikatfelses mit Diopsid (Di), langgestreckten Quarzen und gut geregelten basischen Plagioklasen. Nordöstlich Zeitlarn. — Nicols gekreuzt, Vergr. 45fach. S. 24

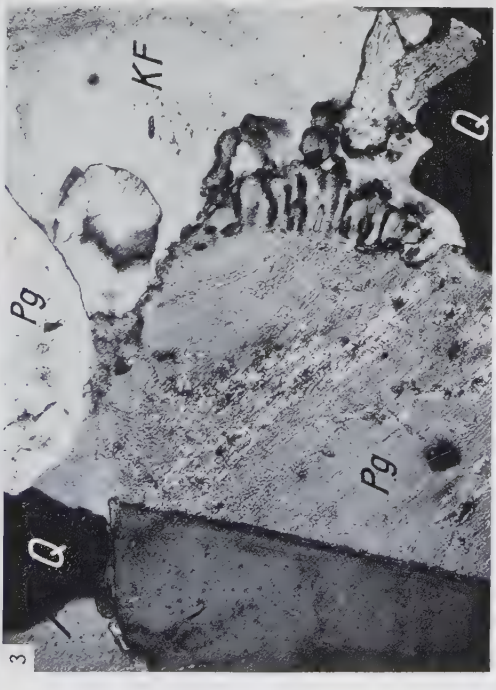
Fig. 3. Plagioklas (Manebacher Zwilling) entwickelt in seinem rechten Teil gegen Kalifeldspat hin einen Myrmekitrand, von dem einzelne Reste bereits im Kalifeldspat schwimmen. Migmagranit nördlich Zeitlarn. — Nicols gekreuzt, Vergr. 140fach. S. 38

Fig. 4. Schliffbild eines sehr biotitreichen Plagioklas-Granoblastits; große Apatite im unteren Bildteil. Östlich Zeitlarn. — Ohne Analysator, Vergr. 11fach. Vgl. auch Tafel 5, Fig. 2. S. 40

2
Q
Di
Pg
Q
Q
Di


4
6HB/67

1
Gr
Bi
KF


3
KF
Q
Pg
Pg
Q

Tafel 3

Fig. 1. Migmatit mit hohem Neosomanteil, der die Faltung mitgemacht hat. Abscherung des Faltenschenkels im rechten unteren Bildteil. — Migmatitbruch nordwestl. Hacklsdorf. S. 33, 35, 54

Fig. 2. Stark verfalteter Migmatit wird oberhalb und unterhalb der s-förmigen Falte von Migmagranit diskordant abgeschnitten. — Migmatitbruch bei Gerading. S. 35

Fig. 3. Sehr saurer, diskordanter Migmagranit, reich an Cordieritputzen, im Migmatit. — Migmatitbruch bei Gerading. S. 37

Fig. 4. Eckiger Einschluß von grobem, saurem Migmagranit im basischen Ganggranit. Man beachte die scharfe Grenze beider Gesteine gegeneinander. — Block aus einem Granitgang am Vilskraftwerk. S. 39, 65

2

4
649/67

1

3

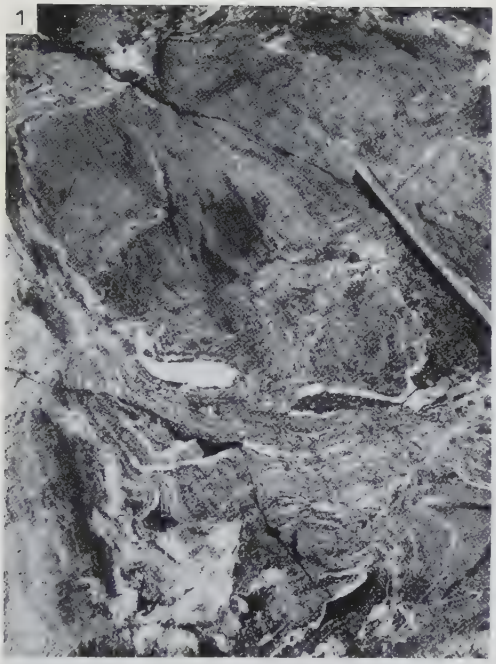
Tafel 4

Fig. 1. Migmatit mit zwei erkennbaren B-Achsenrichtungen: oben in Richtung des Hammerstieles, unten senkrecht zur Bildebene. — Migmatitbruch bei Gerading. S. 54

Fig. 2. Konkordantes Pegmatoidgängchen im Marmor (Ma), mündet nach links hin ein in eine größere, diskordante Pegmatoidschliere. — Marmorbruch Wimhof. S. 42

Fig. 3. Knödel aus feinkörnigem, basischem Paragneis mit deutlicher B-Achse (etwa Richtung des Hammerstieles) liegt in Migmatit, dessen B-Achse etwa um 90° verdreht liegt. Um diese letztere Achse ist auch die B-Achse des Paragneises leicht verbogen. — Migmatitbruch bei Gerading. S. 31, 54

Fig. 4. Im unteren Teil konkordanter, im oberen Teil diskordanter Migmagranit gegen Migmatit. — Straße am Migmatitbruch nordwestl. Hacklsdorf. S. 35


1

2
Ma
Pe
Ma
Pe

3

4
650/61

Tafel 5

Fig. 1. Schliffbild des Quarz-Feldspatgefüges eines Granatmetaaplits. Im unteren Bildteil schließt Quarz Reste von perthitischem Kalifeldspat ein. Donauufer bei Sandbach. — Nicols gekreuzt, Vergr. 12fach. S. 48—49

Fig. 2. Plagioklas-Granoblastit, gleiches Schliffbild wie Tafel 2, Fig. 4. Östlich Zeitlarn. — Nicols gekreuzt, Vergr. 11fach. S. 40

Fig. 3. Kleinkörnige Diopside (rechts) in weiträumig gleichorientiertem Grundgewebe aus basischem Plagioklas. Kontaktkalksilikatfels südlich Hausbach. — Nicols gekreuzt. Vergr. 12fach. S. 43

Fig. 4. In Biotiten eingeschlossenes Apatitkorn (Ap) mit Einschluß einer Hellglimmer-Albit-Paragenese. Teile des Apatits sind bei der Schliffherstellung ausgebrochen. Plagioklas-Granoblastit östlich Zeitlarn. – Nicols gekreuzt, Vergr. 140fach. S. 41

Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen

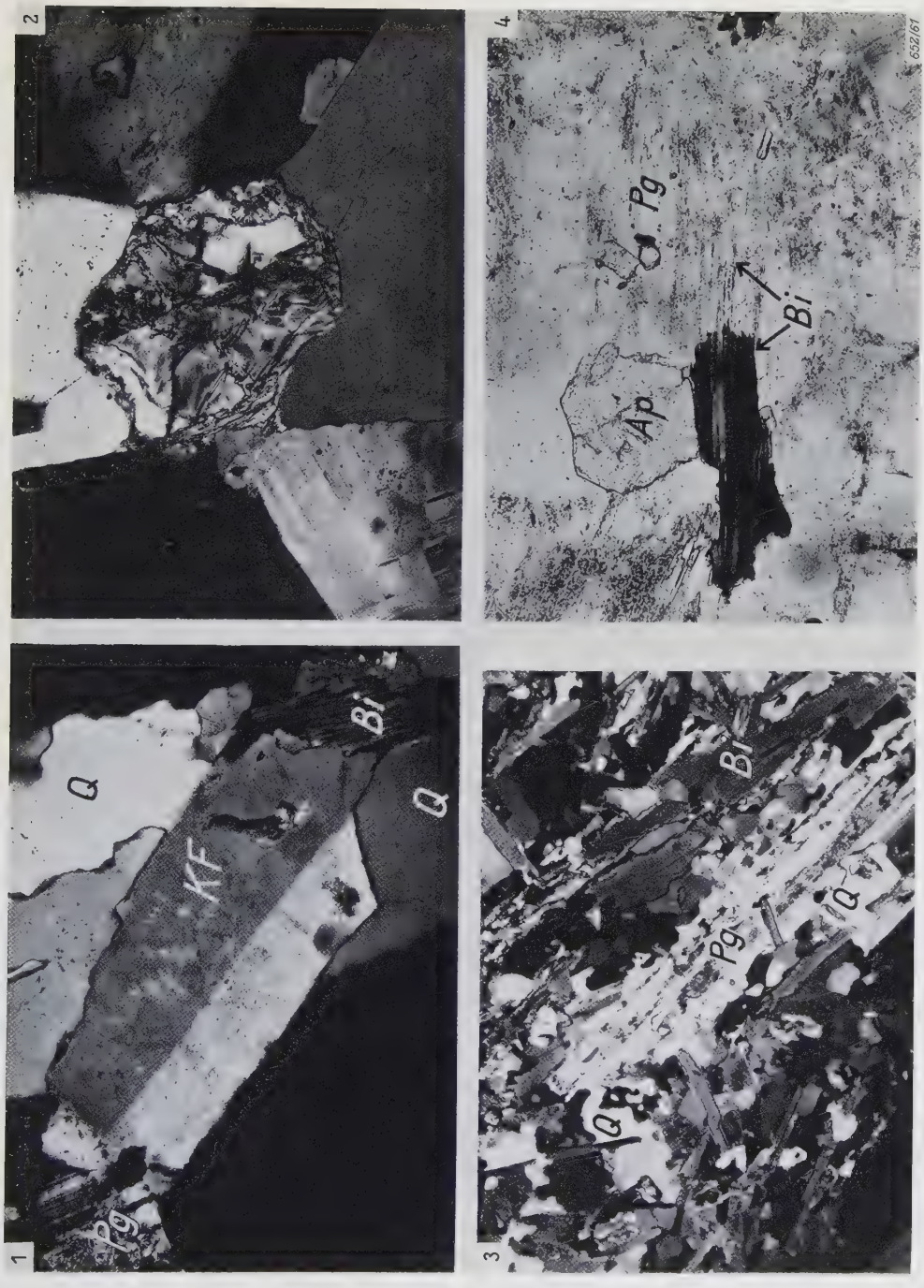
Tafel 6

Fig. 1. Idiomorpher Kalifeldspat der Generation I, nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt, wird von jüngerem Quarz umgeben. Massivgranit, Bruch Neustift. — Nicols gekreuzt, Vergr. 140fach. S. 59, 71, 72, 78

Fig. 2. Cordieritdrilling, etwa senkrecht c geschnitten, zeigt deutlichen Sektorenbau, obwohl er völlig pinitisiert ist. Massivgranit aus dem Bruch Neustift. — Nicols gekreuzt, Vergr. 140fach. S. 59

Fig. 3. Gefüge eines Einschlusses im Massivgranit: Lange Plagioklasleisten (Pg) und Biotittafeln sind miteinander verwoben. In dieses Gewebe dringen lappige Quarze ein. — Granitbruch Neustift. — Nicols gekreuzt, Vergr. 45fach. S. 64

Fig. 4. Apatite, welche primär im Biotit eingeschlossen waren, liegen hier in Plagioklas, der noch winzige Relikte des von ihm verdrängten Biotits enthält (Bildmitte). Massivgranit, Bruch Neustift. — Ohne Analysator, Vergr. 140fach. S. 70


1
Pg
KF
Q
Bi
Q
2
4
Ap
Pg
Bi
652/67
3
Bi
Pg
Q
Q
Bi

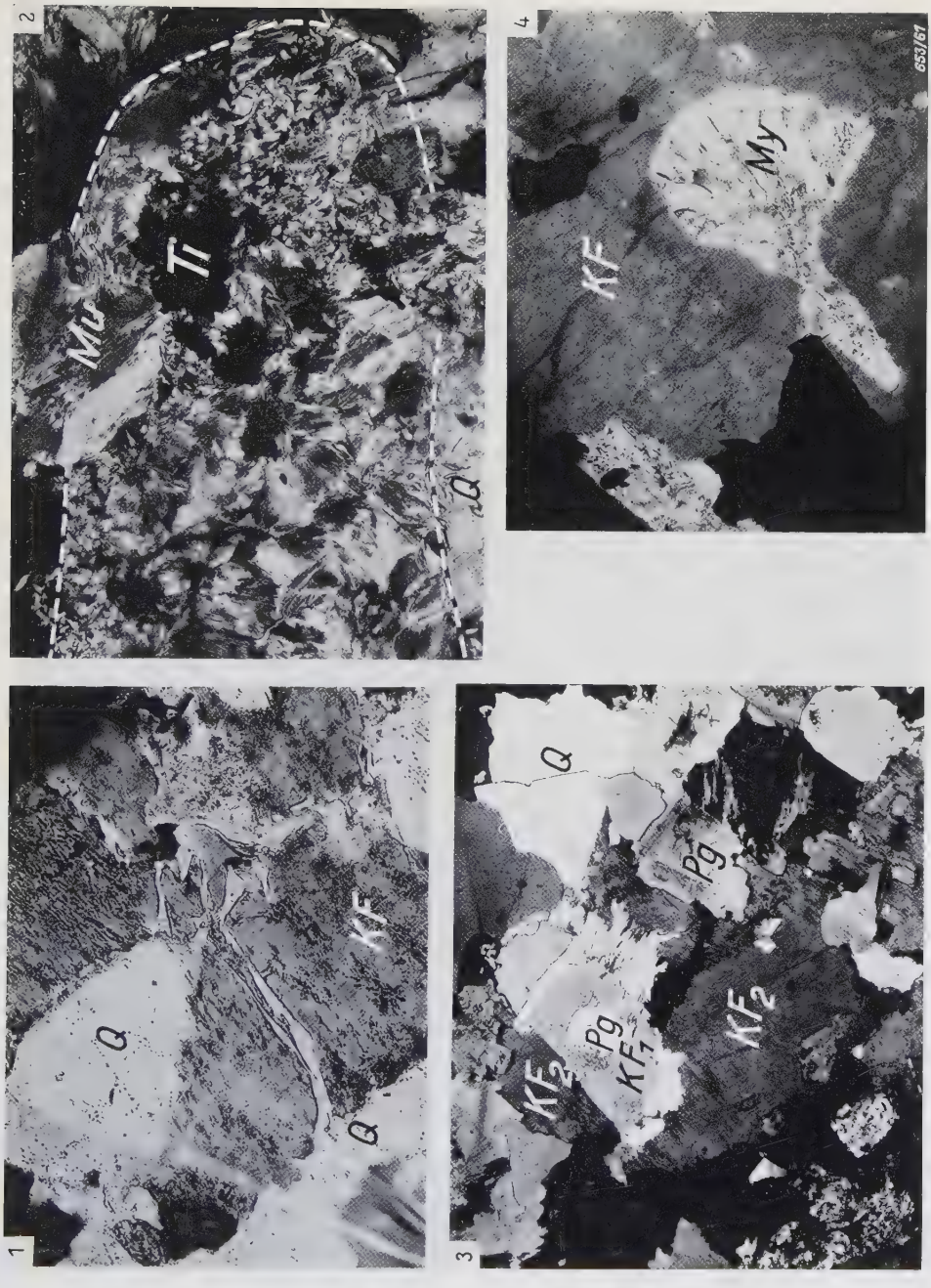
Tafel 7

Fig. 1. Beginnende Verdrängung von Kalifeldspat durch Quarz: Einzelne Quarzadern durchsetzen den Kalifeldspat, teilweise entlang Spaltrissen. Normaler Ganggranit, Vilsbett an der Vilsmühle. — Nicols gekreuzt, Vergr. 140fach. S. 72

Fig. 2. Völlig serizitisierter Plagioklas: Wirrer Filz von Hellglimmern (= Mu) mit noch zu ahnendem Umriß des Plagioklases. Ti = Titanmineralien. „Grüner Granit" des Bruches Neustift. — Nicols gekreuzt, Vergr. 140fach. S. 78

Fig. 3. Nahezu idiomorpher Kalifeldspat der Generation I (KF_1) umwächst kleinen Plagioklas mit gleicher Orientierung (Mitte links), wird aber selbst von größerem, xenomorphen Mikroklin II (KF_2) umwachsen, welcher abweichend orientiert ist. Zwischen den beiden verschieden alten Kalifeldspäten hat sich ein Saum von saurem Plagioklas angesiedelt, welcher mit KF_1 gleich orientiert ist und wohl als junges Albitkorngefüge angesprochen werden darf. Normaler Ganggranit, Vilsbett an der Vilsmühle. — Nicols gekreuzt. Vergr. 45fach. S. 71, 78

Fig. 4. Knospe der jüngeren Albitgeneration, in den Kalifeldspat hineinsprossend, ist von Myrmekitquarzen durchsetzt, welche von einem Punkt aus radial nach außen zum Mikroklin hin streben und am distalen Teil keulenartige Verdickungen aufweisen. Massivgranit, Bruch Neustift. — Nicols gekreuzt, Vergr. 140fach. S. 71


1
Q
KF
Q
2
Mu
Ti
Q
3
KF2
Pg
KF1
KF2
Pg
Q
4
KF
My
653/61

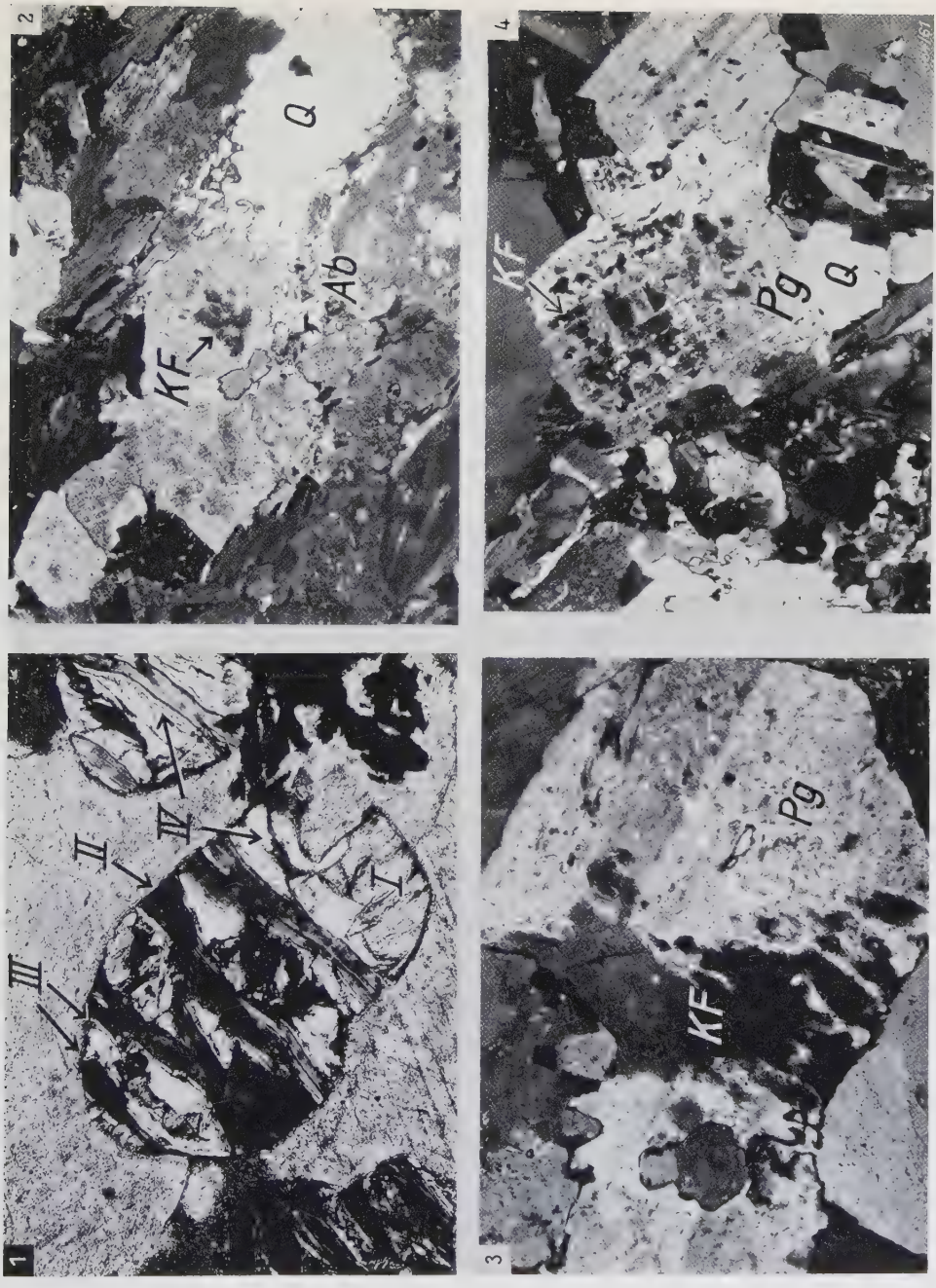
Tafel 8

Fig. 1. Serpentinisierung und darauffolgende Hellverglimmerung eines Forsterits in vier Stadien (I—IV). Altersfolge siehe im Text. Forsteritmarmor südlich Hausbach. — Nicols gekreuzt, Vergr. 130fach.
S. 99

Fig. 2. Quarz wird von jüngerem Albit mehr und mehr verdrängt. Kleine „Tröpfchen" von Quarz, welche mit gleicher Orientierung den Hauptkristall umgeben, sind als halbverdaute Reste dieser Verdrängung zu deuten. Interngefüge von Kalifeldspat im Albit (Bildmitte) sprechen für einen ebensolchen Angriff auf Kalifeldspat. Chlorit-Albitit eines Migmatits. Tal östlich Zeitlarn. — Nicols gekreuzt, Vergr. 42fach.
S. 99, *100*

Fig. 3. Orientierte Umwachsung von Kalifeldspat durch jüngeren, serizitischen Albit. Chlorit-Albitit eines normalen Ganggranits. Tal östlich Blümmelmühle. — Nicols gekreuzt, Vergr. 140fach.
S. 99, *100*

Fig. 4. Wolkig verteilte und ebenso umgrenzte Relikte von Kalifeldspat in ± idiomorphem, granoblastischem Albit. Massivgranit, Bruch Neustift. — Nicols gekreuzt, Vergr. 45-fach.
S. 99, *100*


1
III
II
IV
I
2
KF
Ab
Q
3
KF
Pg
4
KF
Pg
Q

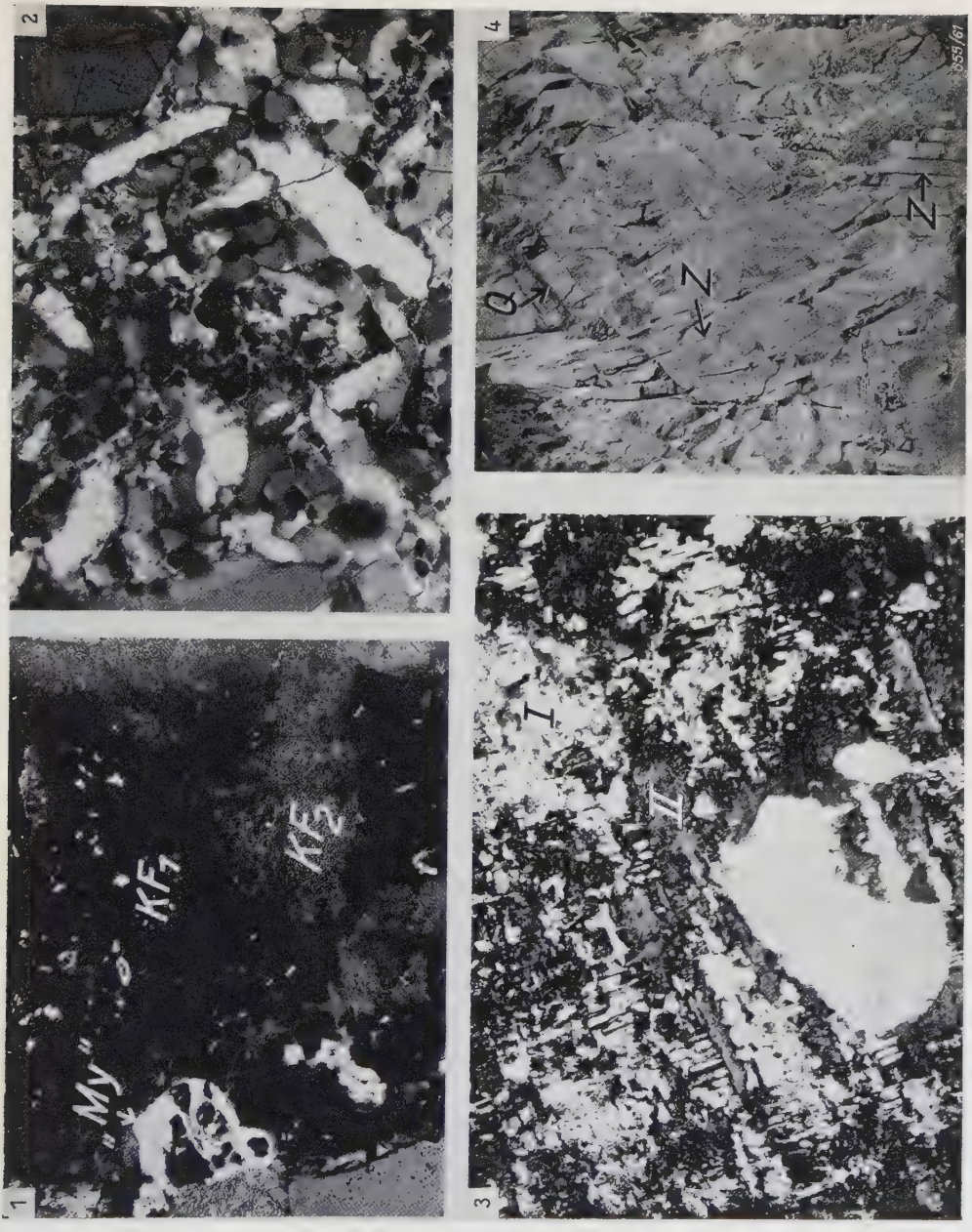
Tafel 9

Fig. 1. Rekristallisation einer postmikroklinen, myrmekitischen Albitknospe während der Diaphthorese: Quarz liegt in dunklen, größeren Klumpen intern im Albit (links im Bild). Der zentrale und rechte Teil des Bildes zeigt die Durchwachsung zweier etwas verschieden orientierter Kalifeldspat-Individuen nach Art der Fig. 3. Deren granuliertes Interngefüge besteht aus winzigen Fe_2O_3-Mikroklithen. Massivgranit, Bruch Neustift, — Nicols gekreuzt, Vergr. 140fach. S. 102

Fig. 2. Gefügebild des feinkörnigen, tektonogenen Quarzmaterials: Dreidimensionale Vergitterung von winzigen Säulenquarzen. In der Bildebene liegende Säulen folgen mit ihren Langachsen etwa den beiden Bilddiagonalen. Die dritte Schar von Säulen steht senkrecht zur Bildebene, ist daher in Dunkelstellung. 5 cm mächtiges Gängchen im Massivgranit. Aufschluß am Bahnhof Blindham. — Nicols gekreuzt, Vergr. 140fach. S. 104—105

Fig. 3. Internrekristallisierter Kalifeldspat bildet zwei sich durchwachsende Individuen, deren Grenzflächen etwa ein Mikroklingitter nachzeichnen (I. Individuum weiß, II. Individuum grau). Außerdem erkennt man in perthitischen Bändern, welche mit Individuum I gleich orientiert sind, die Lamellen des Albits. Diaphthoritischer Migmagranit. Schießstätte Windorf. — Nicols gekreuzt, Vergr. 126fach. S. 101

Fig. 4. Granitklüftung im Steinbruch Neustift, Ostseite. Neben den nach links unten einfallenden Q-Klüften erkennt man spitzwinkelig dazu verlaufende richtungsvariable Zerrklüfte (Z). S_2 liegt etwa in der Bildebene. S. 106


1
My
KF1
KF2
2
3
I
II
4
Q
N
N
N
395/67

Lebenslauf

Ich, Friedrich Werner Schreyer, wurde am 14. 11. 1930 zu Nürnberg geboren als Sohn des Bankangestellten Georg Schreyer und seiner Ehefrau Margarete Schreyer, geb. Busch. Von 1937 bis 1941 besuchte ich die Volksschule, danach die Oberschule. 1950 legte ich am Realgymnasium Nürnberg die Reifeprüfung mit Auszeichnung ab. Daher wurde mir für mein Studium ein bayerisches Staatsstipendium für besonders Begabte auf 4 Jahre zugesprochen. Die ersten 4 Semester meines Geologiestudiums war ich an der Universität Erlangen immatrikuliert, wo ich auch mein Vordiplom ablegte. Ab Wintersemester 1952/53 studierte ich an der Universität München und fertigte am Institut für Gesteinskunde sowohl meine Diplomarbeit (1955) als auch vorliegende Dissertation an. Zwischendurch hatte ich mich auf Grund eines Stipendiums des British Council, London, 4 Monate in Schottland aufgehalten.

Vereinfachte geologische Karte von Vilshofen (Niederbayern)

Aufgenommen von Werner Schreyer

- Marmor
- Granat-Metaaplit
- Migmatit (h = hornblendeführend)
- Migmagranit und Pegmatitoide
- jüngerer Granit (basisch bis normal)
- jüngerer Granit (sauer)
- Vorkommen von marinem Jura
- tertiäre und pleistozäne Überdeckung junge Talalluvionen
- saxonische Störungslinien

0 — 500 — 1000 m

Werner Schreyer: Das Moldanubikum um Vilshofen

Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover 1962

Granittektonik und Kluftverteilung

Lageplan

Mit 45 eingezeichneten Diagrammen. Die Pfeile deuten auf die Stelle des jeweiligen Aufschlusses.

Diagrammeintragungen:

Klüfte: in Linien gleicher Häufigkeit

s_1-Flächen des Granits: Maxima = x

Schichtungs-s des Jura: = o

Die Zackenumrahmung mancher Diagramme im Gebiet des Altkristallins zeigt Ganggranite an.

0 1 2 km

Werner Schreyer: Das Moldanubikum um Vilshofen

Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover 1962